



HAL
open science

Etude, compréhension, et modélisation des phénomènes liés au transport de la neige par le vent

J.L. Michaux

► **To cite this version:**

J.L. Michaux. Etude, compréhension, et modélisation des phénomènes liés au transport de la neige par le vent. Sciences de l'environnement. Doctorat Environnement risques naturels, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2003. Français. NNT: . tel-02581549

HAL Id: tel-02581549

<https://hal.inrae.fr/tel-02581549v1>

Submitted on 14 May 2020

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.

THESE DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
ECOLE DOCTORALE TERRE UNIVERS ENVIRONNEMENT

Spécialité : Environnement – Risques naturels

Présentée par

Jean-Luc MICHAUX

**ETUDE, COMPREHENSION, ET MODELISATION DES
PHENOMENES LIES AU TRANSPORT
DE LA NEIGE PAR LE VENT**

Date de soutenance : 04/04/03

Composition du jury :

Daniel BIDEAU (rapporteur)

Jean-Pierre CHOLLET (Président)

Hubert GALLEE

Florence NAAIM-BOUVET (Co-directeur de thèse)

Mohamed NAAIM (Directeur de thèse)

Jean-Paul SCHON (rapporteur)

Thèse préparée à l'unité ETNA du Cemagref

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier vivement mes directeurs de thèse M. Naaim et F. Naaim-Bouvet, pour leurs conseils scientifiques tout au long de ce travail; leur dynamisme pour monter des projets grâce auxquels j'ai pu utiliser des outils expérimentaux inédits (soufflerie du CSTB et de Shinjo, site expérimental du Lac Blanc); et également pour leurs qualités humaines.

Ma reconnaissance va aussi aux membres du jury qui ont accepté de juger ce travail : D. Bideau, J.P. Chollet, H. Gallee, J.P. Schon. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Ce travail n'aurait pas pu se faire sans la forte contribution du personnel technique d'ETNA : Muriel, Hervé, Christian et Fred, je vous remercie pour votre aide, à l'atelier et sur le terrain.

Ma gratitude s'adresse également aux stagiaires qui ont contribué par leurs travaux à cette étude : N. Siaud, G. Hernandez, X. Conducci, ainsi que tous ceux qui ont apporté un coup de main ponctuel lors du travail de terrain.

Plusieurs collaborations ont été développées durant cette thèse. Je remercie ainsi le personnel du CEN de Météo-France pour son appui technique au Col du Lac Blanc et la culture en nivologie qu'il m'a enseigné. Un grand merci donc en particulier à F. Touvier, P. Pugliese, L. Mérindol, Y. Durand et G. Gyomarch'.

Le personnel du CSTB de Nantes, par son savoir-faire et son efficacité lors des expériences réalisées en soufflerie, ainsi que par son accueil chaleureux a également contribué à ce travail, en particulier M. Dufresne de Virel, P. Delpech, O. Viaud, et G. Barnaud.

Par ailleurs, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance aux membres du laboratoire CES de Shinjo au Japon, qui m'ont accueilli pendant 5 semaines, en mettant à ma disposition un formidable outil pour étudier le transport éolien, et en me faisant découvrir la culture japonaise. Que K. Kosugi, A. Sato, T. Sato, O. Abe et toute leur équipe soient vivement remerciés.

Enfin je remercie pour leur amitié mes collègues de bureau, Lionel et Marie, ainsi que tous les thésards et stagiaires de l'étage soufflerie.

SOMMAIRE

<i>Notations</i>	7
Introduction	10
Avant propos : Présentation générale du Transport de la Neige par le Vent et de sa modélisation	15
1. Le phénomène de transport de la neige par le vent et ses conséquences	16
1.1 Les différents modes de transport éolien des particules.....	16
1.1.1 La saltation et la fonction splash	16
1.1.2 La reptation	17
1.1.3 La diffusion turbulente	17
1.2 Conséquences du transport de la neige par le vent.....	18
2. Le grain de neige, un élément très diversifié et évolutif	20
2.1 Formation	20
2.2 Les différents types de neige	20
2.2.1 Neige fraîche (symbole +).....	20
2.2.2 Particules reconnaissables	20
2.2.3 Grains fins	21
2.2.4 Grains à faces planes	21
2.2.5 Les gobelets ou givre de profondeur	21
2.2.6 Les grains ronds	21
2.3 La métamorphose des grains de neige.....	21
2.3.1 Action mécanique.....	22
2.3.2 Action thermodynamique.....	22
3. Modélisation numérique du transport de la neige par le vent	24
3.1. Le principe du modèle NEMO	24
3.2. Modélisation du vent en topographie complexe : le modèle ARIEL	25
3.3. Modèle mathématique pour la couche de suspension	25
3.3.1 Hypothèses et mise en équations.....	25
3.3.2 Prise en compte de la turbulence.....	26
3.3.3 Modèle de turbulence pour la suspension	28
3.3.4 Conditions aux limites.....	30
3.4 Modèle mathématique pour la couche de saltation	31
3.5. Modèle mathématique de l'érosion éolienne	31
3.6. Modèle mathématique pour le dépôt des particules	34
3.7. Evolution de la surface du manteau neigeux.....	35
3.8. Comparaison des résultats numériques et des résultats expérimentaux obtenus en soufflerie diphasique	35
3.8.1 Comparaison des profils à saturation	35
3.8.2 Evolution des profils de concentrations vers la saturation.....	36
3.8.3 Résultats des tests de comparaison entre le modèle et des expériences en soufflerie.....	36
3.9. Problèmes posés par ce modèle avant la thèse	40
4. Plan de l'étude	40
Partie I : Outils utilisés pour obtenir les données expérimentales	42

Introduction	44
Chapitre 1 : Sites expérimentaux et souffleries	45
1.1 Introduction	46
1.2 Critères de similitude	46
1.3 Site expérimental du Col du Lac Blanc	46
1.3.1 Objectifs	46
1.3.2 Géographie du site	47
1.3.3 Dispositif expérimental	48
1.3.3.1 Avant l'Hiver 1998	48
1.3.3.2 Hiver 1998-99 et 99-00	49
1.3.3.3 Hiver 2000-01	53
1.3.3.4 Hiver 2001 - 2002	54
1.4. La soufflerie du Cemagref	55
1.4.1. Présentation	55
1.4.2. Caractéristiques d'utilisation	56
1.4.3. Instrumentation utilisée	56
1.4.4. Types de particules utilisées	57
1.4.5. Expériences réalisées	57
1.5 La soufflerie climatique Jules Vernes du CSTB	57
1.5.1 Présentation	57
1.5.2 Caractéristiques d'utilisation de la veine thermique	58
1.5.3 Instrumentation utilisée	58
1.5.4 Type de neige utilisée	59
1.5.5 Expériences réalisées	59
1.6 Le Cryospheric Environment Simulator (C.E.S.), Shinjo, Japon	61
1.6.1 Présentation	61
1.6.2 Caractéristiques d'utilisation de la veine d'étude	61
1.6.3 Types de neige utilisés	62
1.6.4. Instrumentation utilisée	64
1.6.4.1 Le Snow Particle Counter (S.P.C.)	64
1.6.4.2 Mesures de hauteurs de dépôt	65
1.6.5. Expériences réalisées	65
Chapitre 2 : Capteur acoustique de transport de neige par le vent	66
2.1 Introduction	67
2.2 Détermination de l'effet du vent sur la mesure donnée par le capteur acoustique	68
2.2.1 Etude préliminaire à la soufflerie du Cemagref	68
2.2.2 Etude à la soufflerie climatique du CSTB	69
2.2.3 Etude in situ	71
2.3 Calibrage du capteur : relation signal-débit	73
2.3.1. Etude préliminaire à la soufflerie du Cemagref	73
2.3.2. Relation signal-débit pour des particules de neige	75
2.4. Influence du type de particules	77
2.4.1. Etude à la soufflerie du Cemagref	77
2.4.2. Etude in situ	77
2.5 Effet de l'enfouissement du capteur sur le signal	78
2.6 Analyse des signaux par vent faible	80
2.7 Effet de la température	81
2.8 Conclusion de l'étalonnage du capteur acoustique	82

Chapitre 3 : Création d'une base de données sur les épisodes de transport	83
3.1 Introduction	84
3.2 Les données disponibles	84
3.3 Méthode de caractérisation des épisodes	84
3.4 Résultats	85
3.4.1 Exploitation des données	85
3.4.2 Bilan des épisodes de transport de la neige par le vent	85
3.4.3 Base de données pour la simulation numérique	87
3.5 Quantité de neige transportée durant les épisodes	89
3.6 Conclusion	91
 Conclusion de la partie I	 93
 Partie II : Etude expérimentale de l'influence de l'écoulement sur le transport éolien de la neige	 94
 Introduction	 96
 Chapitre 4 : Avant propos : effets transitoires du vent sur le transport éolien de la neige	 97
4.1 Introduction	98
4.2 Etude bibliographique	98
4.3 Etude théorique préliminaire	99
4.4 Conclusion	101
 Chapitre 5 : Etude fine en soufflerie du flux de neige en écoulement stationnaire et instationnaire	 102
5.1. Principe des expériences et des mesures à la soufflerie climatique du CSTB	103
5.2. Réponse du transport à des accélérations et ralentissements de la vitesse du vent	103
5.3. Réponse du transport à des oscillations du vent	109
5.4. Conclusion des expériences au CSTB sur l'étude de l'effet des instationnarités	110
 Chapitre 6 : Etude in situ de l'influence des rafales sur le flux de neige transportée....	 111
6.1 Analyse du vent in situ	112
6.2 Coefficient de rafale du capteur de transport de la neige par le vent	118
6.3. Conclusion	120
 Chapitre 7 : Influence de la nature de l'écoulement sur la formation du dépôt	 121
7.1. Introduction	122
7.2. Protocole expérimental à la soufflerie climatique du C.E.S.	122
7.3. Résultats	122
7.4. Problème de la validité des résultats	124
7.5 Conclusion	125
 Conclusion de la partie II	 127
 Partie III : Influence du type de grain de neige sur le transport éolien : Etude expérimentale.....	 128
 Introduction	 130

Chapitre 8 : Influence du type de grain de neige sur la formation du dépôt.....	131
8.1 Introduction	132
8.2 Descriptif du protocole expérimental à la soufflerie du C.E.S.....	132
8.3 Influence du type de neige sur la vitesse de formation du dépôt	133
8.4 Influence du type de neige sur le volume du dépôt.....	134
8.5 Influence du type de neige sur la densité du dépôt	136
8.6 Conclusion.....	136
Chapitre 9 : Vitesses seuils d'érosion et de dépôt de la neige.....	137
9.1. Définitions.....	138
9.2 Principe de la mise en envol des particules (Naaim-Bouvet (1997)).....	138
9.2.1 Notion de vitesse de frottement seuil	138
9.2.2 Cas particulier de la neige	140
9.2.2.1 Variation de la vitesse-seuil en fonction de la température	140
9.2.2.2 Variation de la vitesse-seuil en fonction de la dureté de la surface	141
9.2.2.3 Variation de la vitesse-seuil en fonction de l'indice de mobilité : le modèle Protéon	142
9.2.2.4. Variation de la vitesse seuil en fonction de la cohésion de frittage	144
9.2.3 Influence de la rugosité	147
9.2.4. Influence de la turbulence	148
9.2.4.1. Mise en envol des particules et tension de Reynolds	148
9.2.4.2. Production de la turbulence dans le cas d'une couche limite turbulente lisse.....	148
9.2.4.3 Extension au cas d'une couche limite turbulente rugueuse	150
9.2.5 Notion de vitesse seuil de dépôt.....	153
9.2.6 Conclusion de l'analyse bibliographique	153
9.3 Principe de nos mesures de vitesses d'érosion et de dépôt	153
9.4 Déterminations expérimentales des vitesses seuils d'érosion	154
9.4.1 Etude à la soufflerie climatique du CSTB.....	154
9.4.2 Etude in situ au Col du Lac Blanc.....	156
9.5. Détermination expérimentale des vitesses seuils de dépôt.....	157
9.6 Comparaison entre vitesses seuils d'érosion et de dépôt	158
9.6.1. Etude in situ.....	158
9.7 Conclusion.....	160
Chapitre 10 : Vitesse de chute et nombre de Schmidt turbulent.....	161
10.1 La vitesse de chute, un paramètre important du transport de la neige par le vent	162
10.1.1 Influence de la vitesse de chute dans le modèle de transport NEMO	162
10.1.1.1 Influence dans l'équation bilan de la conservation de la masse des particules	162
10.1.1.2 Influence sur la répartition verticale de la concentration de neige.....	162
10.1.1.3 Rôle dans le processus de convergence vers la saturation d'une congère....	163
10.1.2 Etude de sensibilité du modèle NEMO aux vitesses de chute	163
10.1.2.1 Influence de la vitesse de chute sur la distance nécessaire à l'obtention de la saturation du flux.....	163
10.1.2.2 Temps de formation d'une congère en fonction de la vitesse de chute.....	164
10.1.3 Etude bibliographique sur la vitesse de chute	164
10.1.3.1 Détermination théorique de la vitesse de chute pour une particule sphérique	164
10.1.3.2 Détermination empirico-théorique de la vitesse de chute pour une particule de neige assimilée à une particule sphérique	167

10.1.3.3	Détermination expérimentale de la vitesse de chute de particules de neige lors d'une chute de neige.....	168
10.1.3.4	Synthèse et comparaison des résultats.....	170
10.1.3.5	La vitesse de chute dans le modèle NEMO.....	173
10.2	Le nombre de Schmidt turbulent, paramètre indéterminé du transport de la neige par le vent.....	173
10.2.1	Définition du nombre de Schmidt turbulent.....	173
10.2.2	Analyse bibliographique.....	173
10.3	Détermination expérimentale de la vitesse de chute.....	174
10.3.1	Principe de détermination de la vitesse de chute et du nombre de Schmidt turbulent.....	174
10.3.2	Description du processus expérimental à la soufflerie climatique de Shinjo.....	175
10.3.3	Détermination de la vitesse de frottement.....	175
10.3.4	Détermination du coefficient $B = \frac{-\sigma_S U_F }{0.41 U_*}$	177
10.3.5	Détermination du diamètre des particules.....	178
10.3.6	Détermination de la vitesse de chute.....	180
10.3.6.1	Approche théorique.....	180
10.3.6.2	Processus expérimental.....	181
10.3.6.3	Principe du calcul de la vitesse de chute.....	182
10.3.6.4	Résultats des expériences.....	182
10.3.6.5	Incertitudes de mesure.....	190
10.4	Détermination expérimentale du nombre de Schmidt turbulent.....	194
10.4.1	Résultats.....	194
10.5	Conclusion.....	195
	Conclusion de la partie III.....	197
	Partie IV : Modélisation numérique du transport de la neige par le vent.....	198
	Chapitre 11 : Validation in situ du modèle numérique de transport de la neige par le vent NEMO.....	199
11.1	Introduction.....	200
11.2	Modification du modèle NEMO pour une utilisation in situ.....	200
11.3	Comparaison des résultats du modèle avec les données in situ.....	202
11.3.1	Episode sans chute de neige.....	202
11.3.2	Episode avec chute de neige.....	206
11.4	Conclusion.....	208
	Conclusion et perspectives.....	209
	Références bibliographiques.....	212
	Annexes.....	219
Annexe 1	: Base de données sur les épisodes de transport.....	220
Annexe 2	: Liste des publications.....	227
Annexe 3	: Snow fences on slope at high wind speed : Physical modelling in the CSTB cold wind tunnel.....	229

Notations

Majuscules

- \bar{C} : concentration moyenne en particules (kg.m^{-3})
 \bar{C}_s : concentration en particules dans la couche de saltation (kg.m^{-3})
 C_d : coefficient de traînée en fonction de U
 C_0 : concentration en particules à l'altitude z_0 de référence
 $C(z)$: concentration en particules à l'altitude z (kg.m^{-3})
 D : dureté de la surface (kg.cm^{-2})
 D_p : diamètre moyen de la particule (m)
 E : énergie dissipée par les obstacles (N.m^{-2}).
 F_{frit} : force de cohésion de frittage (N) :
 F : force nécessaire pour séparer une particule neigeuse du manteau neigeux (N)
 F_i : force de traînée instantanée (N)
 F_p : force de portance (N)
 F_T : force de traînée (N)
 G : paramètre de grain
 G_0 : coefficient de rafale de référence
 G_e : génération de l'énergie cinétique turbulente par le cisaillement
 G_s : coefficient de rafale de vent
 H : hauteur de la barrière (m)
 H_0 : taille de l'obstacle (m)
 H_s : hauteur de saltation (m)
 $K=0.41$: constante de Von Karman
 L_{abl} : distance nécessaire à l'obtention de la saturation (m)
 L_s : longueur de saltation (m)
 M : masse de la particule (kg)
 M_c : masse de neige transportée par vent constant (kg)
 M_r : masse de neige transportée par vent soufflant en rafales (kg)
 N_1 : nombre de particules entraînées par la force aérodynamique ($\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
 N_2 : nombre de particules entraînées par les impacts ($\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
 N : nombre total de particules entraînées ($\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
 P_{app} : poids apparent (kg)
 R : rayon de la particule sphérique (m)
 Re : ($=Ud/\nu$) nombre de Reynolds
 Re_p : nombre de Reynolds de la particule
 S : surface totale au sol (m^2)
 S' : surface au sol non couverte (m^2)
 St : ($=fd/U$): nombre de Strouhal
 S_{wind} : signal produit par le vent sur le capteur acoustique (mV)

T_{sat} : temps nécessaire à l'obtention de la saturation (s)
 T_s : durée de la saltation (s)
 T : force de trainée (N)
 U : vitesse moyenne du fluide (m.s^{-1})
 U_F : vitesse de chute des particules (m.s^{-1})
 U_p : composante de la vitesse de la particule liée à la force de portance (m.s^{-1})
 U_{pa} : vitesse verticale de la particule en l'absence d'écoulement (m.s^{-1})
 U_T : composante de la vitesse de la particule liée à la turbulence (m.s^{-1})
 U_t : vitesse-seuil (m.s^{-1})
 U_v : vitesse verticale de la particule dans l'écoulement (m.s^{-1})
 $U(z)$: vitesse du vent à l'altitude z (m.s^{-1})
 U_1 : vitesse horizontale de la particule en saltation lors de son arrachement (m.s^{-1})
 U_2 : vitesse horizontale de la particule en saltation lors de son dépôt (m.s^{-1})
 U_{10} : vitesse moyenne horaire du vent à 10 mètres de haut (m.s^{-1})
 V_1 : vitesse verticale de la particule en saltation lors de son arrachement (m.s^{-1})
 V_2 : vitesse verticale de la particule en saltation lors de son dépôt (m.s^{-1})
 Y : hauteur d'eau (m)
 Y_1 : coordonnée verticale de la particule en sa première position (pixel)
 Y_n : coordonnée verticale de la particule en sa dernière position (pixel)

Minuscules

d : dendricité
 f : fréquence du stroboscope (Hz)
 f_l : fréquence de lâchage des tourbillons (Hz)
 g : accélération de la pesanteur (m.s^{-2})
 g_s : taille de grain
 h_s : hauteur des rugosités (m)
 h_{cs} : hauteur de la couche de saltation (m)
 k : énergie cinétique turbulente de la phase gazeuse ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$)
 k_s : énergie cinétique turbulente de la phase solide ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$)
 k_t : coefficient de diffusion turbulente des particules
 m : indice du modèle (échelle réduite)
 $m.i.$: indice de mobilité
 p : pression de la phase gazeuse
 p : indice du prototype (échelle 1)
 r : rayon du pont de glace
 s : sphéricité
 $s.i.$: indice de transport
 t_l : temps de retournement des structures turbulentes (s)
 t_p : temps caractéristique de mise en mouvement des particules (s)
 u : vitesse du vent (m.s^{-1})

u_0 : vitesse moyenne du vent (m.s^{-1})
 \bar{u}_a : vitesse instantanée de la phase gazeuse (m.s^{-1})
 \bar{u}_s : vitesse instantanée de la phase solide (m.s^{-1})
 u_{a*s} : vitesse turbulente de la phase gazeuse (m.s^{-1})
 u_{s*s} : vitesse turbulente de la phase solide (m.s^{-1})
 u^* : vitesse de frottement turbulent (m.s^{-1})
 u^*_e : vitesse de frottement sur les éléments érodables (m.s^{-1})
 u^*_{ne} : vitesse de frottement sur les éléments non érodables (m.s^{-1})
 u^*_t : vitesse de frottement seuil (m.s^{-1})
 $u^*_{trugueux}$: vitesse de frottement seuil mesurée sur des surfaces rugueuses (m.s^{-1})
 u^*_{lisse} : vitesse de frottement seuil mesurée sur des surfaces lisses (m.s^{-1})
 \bar{u} : composante de la vitesse moyenne d'une particule fluide suivant l'horizontale Ox (m.s^{-1})
 \bar{w} : composante de la vitesse moyenne d'une particule fluide suivant la verticale Oy (m.s^{-1})
 z : altitude (m)
 z_0 : altitude de référence (m)
 z_r : longueur de rugosité (m)

Lettres grecques

β : cohésion (bar)
 γ : rapport maximal entre contrainte moyenne à la paroi et contrainte instantanée à la paroi
 η : rapport entre contrainte seuil à la paroi et force de traînée seuil ($\eta = 0.21$)
 λ^+ : espacement adimensionnel
 μ : viscosité dynamique ($\mu = \rho\nu$) ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$)
 ν : viscosité cinématique du fluide ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)
 ν_t : viscosité cinématique turbulente ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)
 ρ_a : masse volumique de l'air (1.3 kg.m^{-3})
 ρ_s : masse volumique de la glace (917 kg.m^{-3})
 σ_s : nombre de Schmidt turbulent
 τ_e : contrainte exercée par le fluide sur les éléments érodables (N.m^{-2})
 $\tau_{n.e.}$: contrainte exercée par le fluide sur les éléments non érodables (N.m^{-2})
 $\tau_{rugueux}$: contrainte exercée par le fluide sur le lit de particules (N.m^{-2})
 $\tau_{thlisse}$: contrainte moyenne de frottement seuil s'appliquant sur une surface lisse (N.m^{-2})
 $\Phi(t)$: flux de neige transportée ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
 ϕ_d : flux de dépôt ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
 ϕ : contrainte de frittage (N.m^{-2})
 Ψ^{diff} : flux ascendant de diffusion des particules ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
 $\Psi_{se\ dim}$: flux de sédimentation des particules ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)

Introduction

Introduction

Les problèmes posés par le transport de la neige par le vent

D'après l'Organisation Météorologique Mondiale, 10000 personnes sont mortes à cause de tempêtes de neige et 5000 du fait d'avalanches entre 1947 et 1980. Le développement touristique en zone de montagne entraîne une fréquentation accrue de cette dernière en période hivernale. Les zones urbaines se développent parfois dans des régions où le risque avalancheux existe ; les skieurs et surfeurs s'engagent dans des situations à risque sans toujours en mesurer toutes les conséquences ; et les usagers de la route acceptent de moins en moins les risques de fermeture des routes ou d'accidents dus aux accumulations de neige sur certains tronçons d'itinéraire.

Le transport de la neige par le vent se manifeste de façons différentes selon le relief global ; on distingue d'une part le contexte «haute montagne» et d'autre part le contexte «plateau».

Dans un contexte haute montagne, formation de corniches, plaques à vent et ablation de la neige sur les domaines skiables sont les principaux problèmes rencontrés. Si l'érosion de la neige dans certains secteurs de montagne peut dénuder des pistes de ski, ce sont les accumulations de la neige transportée qui posent les principaux problèmes de sécurité. En effet dans la zone de départ d'une avalanche, l'épaisseur de neige peut être fortement augmentée par l'apport du transport de neige et créer ainsi des conditions propices au déclenchement d'avalanches.

Au niveau d'une crête, le vent, comprimé par le relief, s'accélère. Mais sous le vent de la crête, dans la zone tourbillonnaire, il est ralenti et dépose une partie des grains de neige transportée. Ces particules de neige s'accumulent, en formant une corniche. A cette corniche est en général associée plus bas une plaque sous le vent. En effet les grains de neige se déposent aussi dans la pente en aval. Ils se soudent entre eux par cohésion de frittage pour former une plaque rigide. Sa rigidité ne lui permet pas de suivre le tassement de la strate inférieure créant ainsi des zones de décollement. Des vents supérieurs à 4 m.s-1 peuvent suffire à former une plaque à vent dangereuse. Cette plaque est irrégulière en épaisseur : elle peut par exemple faire 3 m d'épaisseur au milieu d'une combe alors que sur les arêtes, elle n'a que 10 cm d'épaisseur. La chute éventuelle de la corniche ou le passage d'un skieur peuvent entraîner sa rupture.

Dans les zones où il est accéléré, le vent balayera la neige et la déposera là où il est ralenti. Dans les stations de ski, l'hétérogénéité du manteau neigeux se traduit par des pistes ou des arrivées de remontées mécaniques trop peu enneigées ou au contraire comblées par la neige.

Dans un contexte « plateau » où le relief est peu marqué, le transport de la neige par le vent provoque surtout des difficultés de circulation routière. Les problèmes les plus courants sont le manque de visibilité et surtout la formation de congères. Lors d'un épisode de transport, la concentration des particules de neige est très importante dans le premier mètre au-dessus du sol entraînant une réduction de visibilité pour l'automobiliste. Puis, lorsque le vent faiblit, il dépose une partie de la neige transportée. Cette variation de vitesse du vent est généralement

provoquée par le relief ou par des obstacles. L'accumulation de neige ainsi provoquée est appelée congère. D'importants problèmes de sécurité et de déneigement peuvent alors se poser aux responsables de l'Équipement ou aux gestionnaires de sociétés d'autoroutes.

Contexte de la thèse

Les premières modélisations physiques du transport éolien de la neige datent des années trente. Cependant, c'est la mise en place des services de prévision et prévention des avalanches à partir des années 1970, en France et d'une manière générale dans tout l'Arc Alpin qui a permis de démarrer vraiment des études sur le transport de la neige par le vent.

Ces études s'inspirent des travaux réalisés sur le sable par Bagnold (1941), qui a décrit le transport de particules dans l'air. Le développement des techniques expérimentales a conduit à une meilleure connaissance des processus physiques mis en jeu. De plus, l'expérience acquise a permis de traiter avec plus de succès un nombre croissant de problèmes : on dispose désormais de règles d'ingénierie pouvant être appliquées dans des cas simples. Enfin, de nouveaux outils, comme la modélisation physique ou la modélisation numérique sont apparus ; ils permettent une meilleure compréhension et une meilleure approche du problème.

Cette thèse s'inscrit dans la logique d'une politique menée au Cemagref, à partir des années 1990, visant à étudier le transport de la neige par le vent. Plusieurs thèses ont précédé ce travail de recherche et ont permis de mieux comprendre la physique de ce phénomène (Martinez H. (1996)), (Naaïm-Bouvet (1997)), (Manses (1997)). Durant cette période, un site expérimental d'étude du transport de la neige par le vent a été installé au Col du Lac Blanc, à côté de l'Alpe d'Huez, et la soufflerie du Cemagref a été construite. Grâce à ces travaux de recherche, les profils de concentration de neige transportée ainsi que les lois d'érosion et de dépôt pour des particules sèches ont été déterminés. Un modèle numérique de transport de la neige par le vent a également été développé et validé sur des expériences en soufflerie.

Cependant, les caractéristiques propres du matériau neige n'étaient pas encore réellement prises en compte. Pour ce faire, un projet de recherche commun entre le Cemagref et le Centre d'Étude de la Neige de Météo France (CEN) a été mis en place. Ce projet, dans le cadre duquel s'inscrit cette thèse, vise à développer une chaîne opérationnelle de modèles numériques dans le but de faire de la prévision du risque local d'avalanche. L'objectif est de savoir où, et en combien de temps se forme une accumulation de neige pour un épisode nivo-météo donné, et également de connaître le volume de neige accumulé ainsi que sa distribution.

Cette chaîne comporte 4 maillons (Naaïm-Bouvet (2000)), (figure 1) :

- Le premier est la prévision météorologique à grande échelle, c'est à dire à l'échelle du massif. Ce travail est réalisé par le CEN.

- Le second est la modélisation du transport de la neige par le vent qui permet de connaître la quantité de neige accumulée dans la zone de départ d'avalanches. Il nécessite de passer de l'échelle du massif à celle du couloir d'avalanche. Cela implique d'utiliser un modèle local de vent (CEN/Cemagref), un modèle d'évolution du manteau neigeux (Crocus-Sytron, CEN), ainsi qu'un modèle de transport éolien de la neige (NEMO, Cemagref). C'est sur ce dernier modèle que nous avons travaillé durant cette thèse (figure 2).
- Le troisième vise à modéliser le déclenchement dans la zone de départ d'avalanche. La thèse de Vidal (2001) a initié cette étude qui devrait se poursuivre dans le futur.
- Enfin, le dernier maillon est la modélisation de l'écoulement de l'avalanche, et de ses conséquences en termes de zone de dépôt, et de pressions d'impact. De nombreuses études ont été réalisées et se poursuivent au Cemagref dans ce domaine.

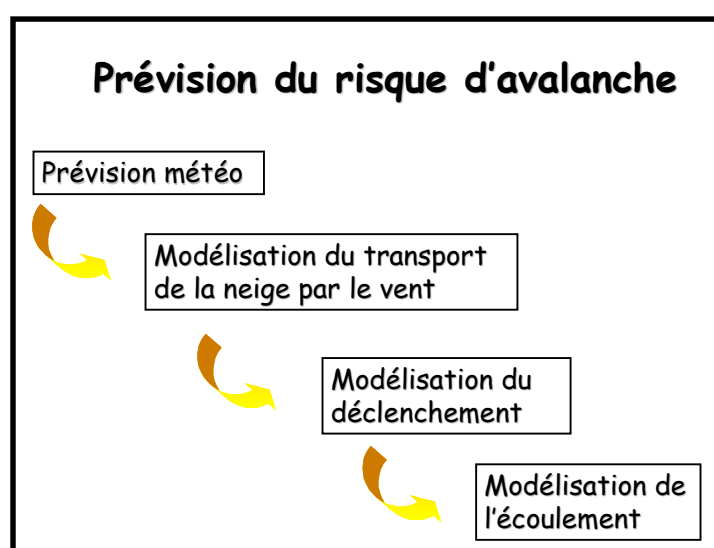


Figure 1: chaîne de modèles de prévision du risque d'avalanche.

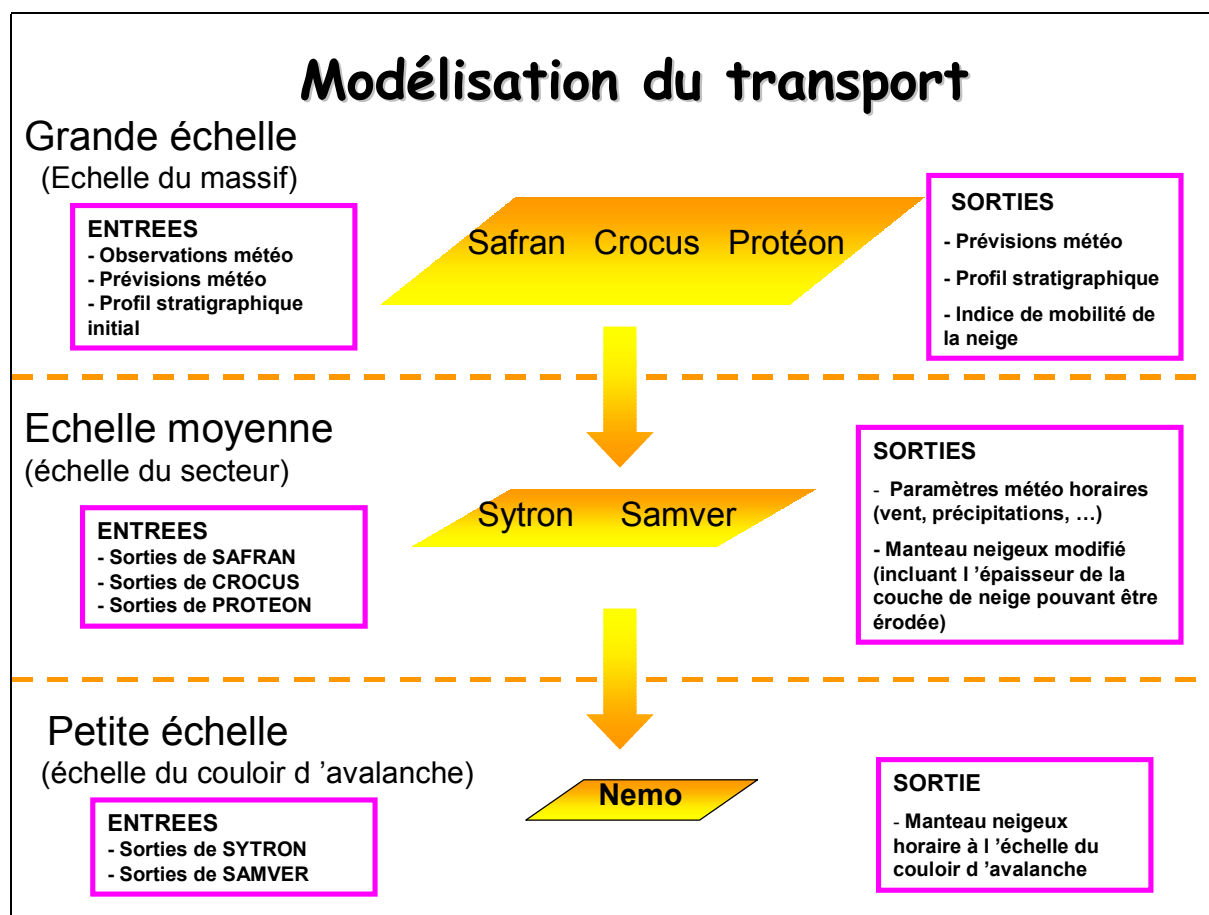


Figure 2 : chaîne de modèles du transport éolien de la neige.

Pour pouvoir conduire ces études et développer le modèle numérique, des hypothèses simplificatrices ont été faites. Ainsi, dans le modèle NEMO, les propriétés intrinsèques au matériau neige n'ont pas été prises en compte, et la neige a été assimilée à une particule sèche. De plus, le modèle de turbulence utilisé dans NEMO (modèle $k-\epsilon$) ne peut pas propager des rafales de vent et c'est donc un vent constant au pas horaire qui est pris en compte.

Par conséquent, dans le but de vérifier ces hypothèses, d'améliorer le modèle numérique de transport de la neige par le vent développé au Cemagref, et de le valider sur des données in situ, il était nécessaire de poursuivre cette politique de recherche sur le transport de la neige par le vent. C'est l'objet de cette thèse qui, en privilégiant une étude expérimentale à échelle 1, a permis d'étudier les propriétés du matériau neige qui interviennent dans le modèle de transport : vitesses seuils d'érosion et de dépôt, vitesse de chute et nombre de Schmidt turbulent. La nature de l'écoulement, régulier ou en rafale a aussi été analysée, en terme d'influence sur le transport de la neige par le vent. Pour ces études, nous avons eu recours à un détecteur acoustique de transport de la neige par le vent, dont l'étalonnage a été initié. Enfin, les premiers tests de validation in situ du modèle numérique de transport de la neige par le vent NEMO ont été réalisés.

Avant propos :

*Présentation générale
du Transport de la Neige par le Vent
et de sa modélisation*

1. Le phénomène de transport de la neige par le vent et ses conséquences

La première étape du transport éolien (neige, sable, ...) est la mise en envol des particules par entraînement aérodynamique. Lorsqu'un flux d'air augmente graduellement, dans un premier temps, les particules ne bougent pas. Puis il arrive un moment où la force de frottement exercée par l'air sur la particule est suffisante pour créer une force de portance capable de soulever la particule. Celle-ci est alors délogée et se met en mouvement. Ce point sera plus particulièrement développé au chapitre 9.

1.1 Les différents modes de transport éolien des particules

1.1.1 La saltation et la fonction splash

A partir d'une certaine vitesse de vent, les particules sont éjectées avec une vitesse initiale presque verticale pour retomber sous l'action de la gravité avec une vitesse finale approximativement horizontale (entre 10° et 16° suivant la taille des grains). C'est le phénomène de saltation (figure 3). Une fois le processus en route, il est nécessaire de distinguer le mécanisme de saltation sur sol dur (particules non mobilisables) et sur lit de particules mobilisables.

Dans le premier cas, dès que le grain touche la surface (gelée ou constituée de rochers), il rebondit avec une élasticité presque parfaite pour atteindre une hauteur aussi grande que celle observée lors de la saltation précédente.

Dans le deuxième cas, une fois que le grain arrive sur le lit de particules, une partie de l'énergie disponible est utilisée pour éjecter d'autres particules et/ou continuer la saltation. La majeure partie de l'énergie est néanmoins dissipée par réarrangement des grains à la surface. L'essentiel de ce processus s'effectuant entre 0 et 10 cm de hauteur, le transport par saltation est le principal responsable des accumulations locales de neige ou de sable. Il entraîne, de plus, l'établissement des deux autres mécanismes, la reptation et la diffusion turbulente que nous décrirons plus loin (cf. 1.1.2).

Par ailleurs, l'air étant un fluide à faibles densité et viscosité, sa capacité à arracher les particules est plutôt faible. Bien que la saltation éolienne soit initiée par des forces aérodynamiques, ce sont donc les impacts ultérieurs des grains en saltation qui apparaissent comme responsables de la plupart des éjections des grains dans l'air. L'interaction grain / surface ne peut être décrite que de façon statistique puisque chaque impact ne peut pas être connu de façon exacte en fonction de la topographie locale, de la surface du lit, et de la disposition des grains. Cette description statistique correspond à la fonction splash (Mitha (1986)), (Werner et Haff (1986)) : elle permet de déterminer le nombre de particules éjectées (incluant les rebonds), et la densité de probabilité de la vitesse d'éjection pour une distribution donnée de la vitesse d'impact.

Cependant, la fonction splash de la neige n'est pas connue à l'heure actuelle. La difficulté réside principalement dans la quantification de la cohésion, en particulier l'influence des ponts de glace qui se forment entre les grains de neige.

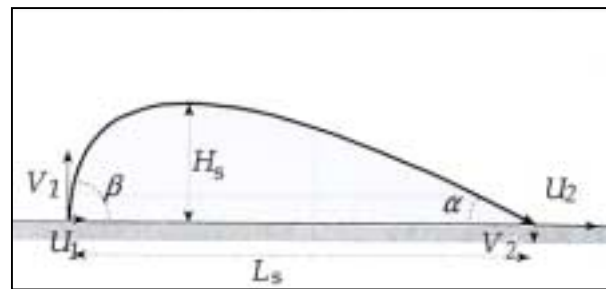


Figure 3 : trajectoire de saut.

1.1.2 La reptation

Pour de faibles vitesses du vent, les grains de neige au sol sont mis en mouvement, et se déplacent le long du sol en glissant et en roulant à la surface du manteau neigeux (figure 4). Bagnold (1941) décrit précisément ce mécanisme : « la majeure partie de l'énergie disponible des grains en saut est dissipée par frottement entre les grains de surface, ce qui conduit à une reptation lente, les grains étant projetés vers l'avant. Lorsque la vitesse du vent augmente, la distance parcourue s'allonge et de plus en plus de grains se mettent en mouvement : le lit de particules apparaît comme rampant lentement d'où le terme de reptation.

Bagnold insiste sur la différence fondamentale entre les deux modes de transport, saut et reptation : les grains en saut reçoivent leur quantité de mouvement du fluide lorsqu'ils ont émergé dans la couche du fluide alors que les grains en reptation ne reçoivent leur quantité de mouvement que des impacts de saut.

La reptation est à l'origine du comblement des petites dépressions (traces de pas, ...) et apparaît aussi lors de la formation et de la migration des ondulations de surface de la neige.

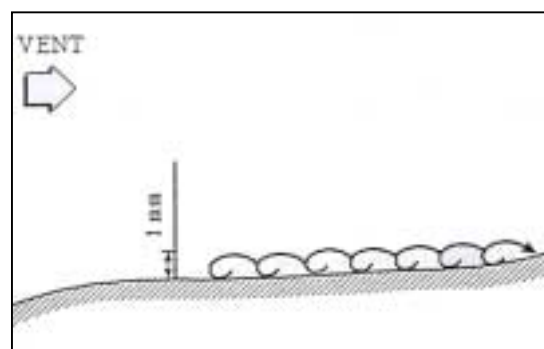


Figure 4 : particules en reptation.

1.1.3 La diffusion turbulente

La diffusion turbulente est provoquée par des tourbillons qui mettent en suspension les particules de neige préalablement éjectées par saut (Figure 5). Les particules se déplacent sans toucher le sol sur de très grandes hauteurs en général. Cependant, dans le cas particulier de la neige (photographie 1), les cristaux sont sublimés et ne peuvent donc pas parcourir de grandes distances.

Dans tous les cas, les particules légères ne sont déplacées que si elles ont été préalablement projetées dans l'air par saltation ou par une autre cause de perturbation

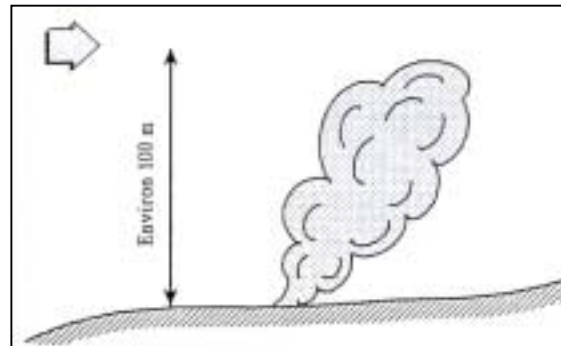


Figure 5 : diffusion turbulente.



Photographie 1 : diffusion turbulente (crêtes qui fument).

1.2 Conséquences du transport de la neige par le vent

Le transport de la neige par le vent se manifeste de façons différentes selon le relief global; on distinguera d'une part le contexte «haute montagne» et d'autre part le contexte «plateau».

Dans un contexte haute montagne, formation de corniches, plaques à vent et ablation de la neige sur les domaines skiables sont les principaux problèmes rencontrés. Si l'érosion de la neige dans certains secteurs de montagne peut dénuder des pistes de ski, ce sont les accumulations de la neige transportée qui posent les principaux problèmes de sécurité. En effet, au niveau d'une crête, le vent comprimé par le relief s'accélère. Mais sous le vent de la crête, dans la zone tourbillonnaire, il est ralenti et dépose une partie des grains transportés. Ces particules de neige s'accumulent en formant une corniche qui va grandir au cours des épisodes venteux (photographie 2). C'est la cohésion de frittage de la neige qui permet la formation de la corniche, par création de ponts de glace entre les particules de neige.



Photographie 2 : corniche.

A cette corniche est systématiquement associée une plaque sous le vent. Les grains se déposent dans la pente en aval et se soudent entre eux par frittage en formant une plaque rigide qui peut être très irrégulière en épaisseur. Cette rigidité ne lui permet pas de suivre le tassement de la strate inférieure, créant ainsi des zones de décollement. La plaque est alors instable, et la chute éventuelle de la corniche, ou le passage d'un skieur peuvent entraîner sa rupture et une avalanche. Remarquons que cette plaque à vent peut se former sans présence de corniche, et n'est pas uniquement localisée sous les crêtes. Elle peut se former en aval d'une rupture de pente convexe, ou dans un talweg.



Photographie 3 : rupture de plaque à vent.

Dans un contexte « plateau » où le relief est peu marqué, le transport de la neige par le vent crée surtout des difficultés de circulation routière. Les problèmes les plus courants sont le manque de visibilité et surtout la formation de congères. Lors d'un épisode de transport, la concentration des particules de neige est très importante dans le premier mètre au-dessus du sol entraînant une réduction de visibilité pour l'automobiliste. Puis, lorsque le vent faiblit, il dépose une partie de la neige transportée. Cette variation de vitesse du vent est généralement provoquée par le relief ou par des obstacles. L'accumulation de neige ainsi formée est appelée congère. D'importants problèmes de sécurité et de déneigement peuvent alors se poser aux responsables de l'Équipement ou aux gestionnaires de sociétés d'autoroutes.



Photographie 4 : congère autour d'un bâtiment.

2. Le grain de neige, un élément très diversifié et évolutif

2.1 Formation

L'air, en s'élevant dans l'atmosphère, devient de plus en plus froid et la vapeur d'eau qu'il contient, générée par évaporation solaire, va alors se condenser en micro-gouttelettes. Dès qu'une impureté ou noyau de congélation en suspension se retrouve dans le nuage ainsi formé, l'équilibre est perturbé. Toutes les particules avoisinantes se condensent sur cette impureté et le cristal de glace commence à se former. Dès que le poids de ce cristal est suffisant pour compenser les effets de la turbulence atmosphérique, il tombe. C'est alors une chute de neige.

2.2 Les différents types de neige

Une fois au sol, le grain va alors s'intégrer à une couche de neige, et évoluer au cours du temps pour se transformer en différents types de grains, principalement par action mécanique et par action thermodynamique (métamorphoses liées aux gradients de température, cf. 2.3.2). Chaque couche de neige va donc être formée de grains différents avec des propriétés propres. Ainsi on peut distinguer les grains suivants (Classification Météo France) :

2.2.1 Neige fraîche (symbole +)

Ce sont des cristaux intacts, facilement identifiables (dépôts peu ou pas ventés). Les plus fréquents sont les étoiles (photographie 5), les plaquettes, les aiguilles ou colonnes et la neige « roulée ». Il n'est pas rare que plusieurs types de cristaux coexistent au sein d'une même chute.

2.2.2 Particules reconnaissables (symbole λ)

Ce sont des fragments de cristaux dont la forme initiale est reconnaissable (photographie 6). De dimensions très variables, ces particules proviennent de l'action mécanique du vent, du tassement. On peut observer des contours adoucis (premier stade visible d'une métamorphose de faible gradient), ou au contraire anguleux (premier stade visible d'une métamorphose de moyen ou fort gradient).

2.2.3 Grains fins (symbole •)

Ce sont de petits grains isolés et plus ou moins arrondis de diamètre inférieur à 0.5 mm. Les formes initiales ne sont plus identifiables. Ces grains résultent d'une métamorphose de faible gradient sur des cristaux de type neige fraîche, particules reconnaissables, ou faces planes.

2.2.4 Grains à faces planes (symbole □)

Ce sont de petits grains possédant des angles vifs et présentant quelques facettes. L'ordre de grandeur des diamètres est de 0.5 mm. Ces grains montrent qu'une métamorphose de moyen ou fort gradient est en cours. Ils se forment à partir des cristaux de type particules reconnaissables ou grains fins.

2.2.5 Les gobelets ou givre de profondeur (symbole ^)

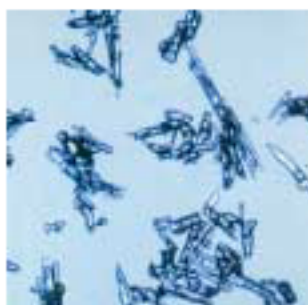
Ce sont des cristaux assez gros, pouvant atteindre plusieurs millimètres (photographie 7). Sans cohésion entre eux, ils sont caractérisés par des angles vifs et des facettes striées. Ils se forment à partir des grains à faces planes et sont l'ultime étape de la métamorphose de fort gradient.

2.2.6 Les grains ronds

Ce sont des grains très arrondis, de diamètre compris entre 0.5 et 2 mm. Les plus gros éléments sont souvent des agglomérats de plusieurs grains. Ils sont caractéristiques des « vieilles neiges » humides ou regelées, résultat d'une métamorphose de fonte. Ils se forment à partir de tous les types de cristaux.



Photographie 5 : étoile



Photographie 6 : particules reconnaissables



Photographie 7 : gobelet

2.3 La métamorphose des grains de neige (E. Pahaut, C. Sergent (1991))

Les métamorphoses sont les transformations que vont subir les grains de neige pour passer d'un type de grain à un autre. Elles résultent de l'action de nombreux paramètres tels que le vent, la nébulosité, le bilan radiatif de la surface, la température et l'humidité de l'air, le type de neige en surface, ... Tous vont participer au bilan énergétique de surface dont dépendent les profils verticaux de température et de teneur en eau liquide dans la neige, qui, avec le vent, sont les moteurs principaux de ces transformations.

Cette évolution du grain est continue. Elle va être dirigée par deux types d'actions : une action mécanique et une action thermodynamique.

2.3.1 Action mécanique

L'action mécanique est liée au vent pour les grains de surface, et au poids des couches supérieures pour les grains internes au manteau neigeux. Cette action transforme les cristaux de neige fraîche en des débris de cristaux, des particules reconnaissables et des grains fins. Elle se traduit par un tassement et une hausse de la densité des couches de neige.

Les efforts de compression mais aussi et surtout l'action du vent, favorisent la formation de ponts de glace entre les particules, appelée frittage. Ce phénomène résulte de la sublimation des régions convexes des particules, et de la condensation solide de la vapeur d'eau dans les parties concaves.

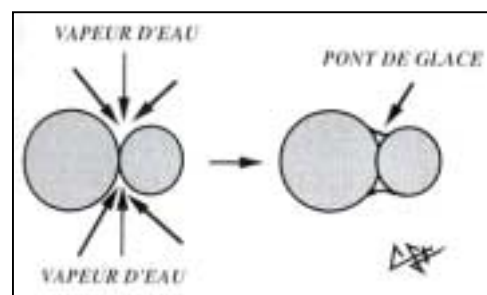


Figure 6 : le phénomène de frittage.

2.3.2 Action thermodynamique

Alors que les transformations liées à une action mécanique peuvent être très rapides, à l'échelle de l'heure ou de la journée, les évolutions dépendant d'une action thermodynamique seront en général plus lentes (échelle de la journée à plusieurs semaines).

Cette action est commandée par la recherche permanente d'un équilibre entre les 2 ou 3 phases de l'eau. Les conséquences de cette action sur la morphologie des grains de neige et sur les propriétés physiques ou mécaniques du matériau neige seront différentes dans une neige « sèche » (glace + vapeur), et dans une glace humide (glace+vapeur+eau liquide).

Nous ne traiterons ici que de la métamorphose de la neige sèche car la métamorphose de la neige humide conduit à des particules qui ne sont pas (ou très difficilement) transportables par le vent (grains ronds humidifiés, ou recongelés).

Effet du rayon de courbure

Dans le cas de la neige sèche, un premier phénomène lié à la courbure des cristaux conduit au lissage des creux et des bosses des particules et donc à un arrondissement des formes. En fait, si deux surfaces de glace de courbures différentes se trouvent à proximité l'une de l'autre, la partie convexe est le siège d'une sublimation au profit de la partie concave qui devient un point de condensation solide. Ce phénomène est surtout sensible sur les particules de neige fraîche, en raison de la grande complexité de leurs formes, de la grande variabilité des rayons de courbure, et des nombreuses combinaisons de surfaces convexes et concaves qu'elles possèdent.

Gradient de température

Mais le moteur principal de cette métamorphose reste le gradient de température. De lui vont dépendre la vitesse de transformation, le type et la taille des grains.

Le gradient de température d'une couche de neige caractérise la répartition verticale de la température dans une couche de neige. C'est la conséquence de la qualité d'isolant thermique de la neige qui provoque une différence de température entre le sol et l'air. Plus le volume d'air inclus dans la couche de neige est important, plus la couche de neige sera isolante. C'est donc dans les couches de neige de masses volumiques les plus faibles que l'on trouve les plus forts gradients de température. Ce gradient de température va avoir tendance à rendre les grains anguleux, par un flux de vapeur de la base du grain vers son sommet.

Les effets du gradient de température et du rayon de courbure sont opposés : le premier tend à rendre les cristaux anguleux, le second à les arrondir. La prépondérance d'un effet par rapport à l'autre va déterminer le type de grain qui résultera de cette métamorphose de neige sèche.

Métamorphose de faible gradient ($<0.05^{\circ}\text{C}/\text{cm}$)

Si le gradient de température dans la couche de neige est inférieur à $0.05^{\circ}\text{C}/\text{cm}$, la métamorphose est dite de faible gradient. L'effet de rayon de courbure l'emporte sur l'effet de gradient, et la tendance est à la disparition des angles vifs. Les effets de lissage et de fragmentation des dendrites se poursuivent. Les échanges glace / vapeur / et vapeur / glace sont peu actifs et se font sans direction privilégiée.

Cette métamorphose conduit donc à un arrondissement des grains. La neige récente (neige fraîche et particules reconnaissables) se transforme partiellement en particules reconnaissables et en grains fins, ou complètement en grains fins. Cette transformation est d'autant plus rapide que la température de la couche est proche de 0°C .

Métamorphose de gradient moyen ($0.05 < G < 0.2^{\circ}\text{C}/\text{cm}$)

Si le gradient de température dans la couche de neige est compris entre $0.05^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ et $0.2^{\circ}\text{C}/\text{cm}$, la métamorphose est dite de gradient moyen. Des différences de températures

significatives apparaissent entre les grains de neige et vont activer le processus de sublimation / condensation solide. Les grains les plus « chauds » vont devenir des zones de sublimation, les grains les plus « froids » des zones de givrage.

Si le gradient se maintient dans cette plage, la neige suit une métamorphose de gradient dont les effets sur le grossissement des grains seront cependant limités. L'influence du gradient l'emporte sur celle du rayon de courbure. La condensation se fait sur les points froids et les grains prennent un caractère anguleux. Cette métamorphose peut se développer à partir de cristaux de neige récente ou de grains fins. Elle conduit à la formation de grains caractérisés par des facettes et des angles vifs (grains à faces planes). Leur croissance reste limitée et leur diamètre excède rarement 1 mm.

Cette transformation conduit à une perte de cohésion entre les grains, à l'origine d'une mauvaise liaison entre deux couches de neige. Par contre, elle n'est pas irréversible : si le gradient devient inférieur à $0.05^{\circ}\text{C}/\text{cm}$, les grains à faces planes perdent leur caractère anguleux, et se transforment en grains fins, avec une nette tendance à l'arrondissement.

Métamorphose de fort gradient ($> 0.2^{\circ}\text{C}/\text{cm}$)

Si le gradient de température dans la couche de neige est supérieur à $0.2^{\circ}\text{C}/\text{cm}$, la métamorphose est dite de fort gradient. Dans ce cas, le processus sublimation / condensation déjà présent dans le cas d'un gradient moyen s'intensifie. La croissance des cristaux se poursuit et conduit à la formation de givre de profondeur, appelé aussi gobelets. Le diamètre de ces cristaux peut atteindre plusieurs mm.

Cette métamorphose de fort gradient est une source d'instabilité du manteau neigeux. Le manque de cohésion et la faible résistance au cisaillement des gobelets en font une très mauvaise sous couche à l'origine du déclenchement de nombreuses avalanches.

3. Modélisation numérique du transport de la neige par le vent

Afin de mieux gérer les problèmes liés au transport éolien de la neige, le Cemagref a développé une modélisation numérique (modèle NEMO, Naaim et al. (1998)) qui vise à connaître la quantité de neige qui s'accumule lors d'un épisode météorologique donné, à localiser le dépôt, et à déterminer sa vitesse de formation. Cependant, comme nous l'avons mis en évidence dans le paragraphe précédent, le matériau neige est un élément très complexe et évolutif, et par conséquent la modélisation du transport éolien de la neige est difficile, et nécessite des simplifications. Dans la partie qui suit le modèle numérique de transport éolien de la neige NEMO va donc être présenté en insistant sur ses hypothèses de base et ses simplifications. Comme nous le détaillerons à la fin de cet avant propos, ce sont en effet les simplifications de ce modèle et sa validation in situ qui ont principalement justifié ce travail de thèse.

3.1. Le principe du modèle NEMO

Les mécanismes qui gouvernent le transport de la neige par le vent dans la couche de saltation et dans la couche de suspension sont différents. Naaim et al. (1998) ont donc choisi :

- de traiter chaque mécanisme par la théorie qui le décrit le mieux,
- de proposer un modèle global qui intègre l'ensemble du phénomène en prenant en compte les interactions entre la couche de saltation et le manteau neigeux immobile et entre la couche de saltation et la couche de transport en suspension (figure 7).

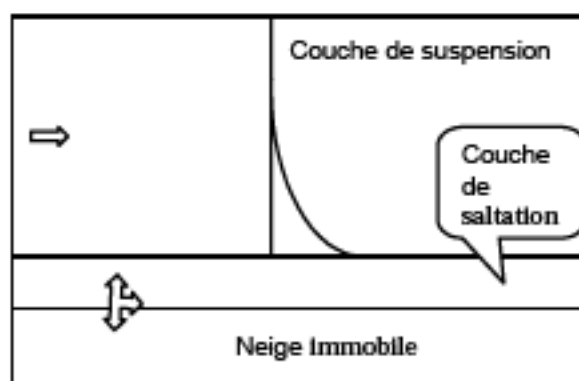


Figure 7: schéma conceptuel du modèle

3.2. Modélisation du vent en topographie complexe : le modèle ARIEL

La première étape dans la modélisation du transport éolien de la neige est de modéliser le vent. Un modèle (ARIEL) a donc été développé au Cemagref par Naaim (1998). Il considère que l'air est un gaz parfait, sec et newtonien. Ce modèle repose sur les équations de conservation (masse, quantité de mouvement et énergie). La turbulence atmosphérique est traitée par un modèle de type LES (Large Eddy Simulation) où seules les structures dont la dimension est supérieure à la taille de la maille de calcul sont simulées. La résolution numérique se fait grâce à un schéma explicite. Le maillage du domaine d'étude est à taille variable, avec des mailles plus fines au niveau du sol. Une description détaillée de ce modèle se trouve dans Naaim-Bouvet (2002).

3.3. Modèle mathématique pour la couche de suspension

Les mesures de concentrations volumiques obtenues en milieu naturel, dans les écoulements de transport de la neige par le vent, montrent que la suspension de neige peut être considérée comme une suspension turbulente diluée. Dans ce milieu dispersé, la concentration volumique en particules (inférieure à 1%) est suffisamment faible pour que la dissipation produite par les chocs et les frictions entre particules soit négligeable devant les forces de frottement produites par la turbulence de l'écoulement d'air.

3.3.1 Hypothèses et mise en équations

La couche de diffusion turbulente est supposée être un milieu continu. Les mouvements de l'air et des particules sont régis par les lois de conservation de la masse et de la quantité de mouvement.

Dans cette modélisation, l'air est considéré comme un gaz parfait newtonien. L'interaction entre l'air et les particules est prise en compte grâce à une force d'entraînement réciproque entre les deux phases. Les variables sont : ρ_a la masse volumique de l'air, ρ_s la masse volumique de la neige, $\vec{u}_a = (u_a, v_a, w_a)$ la vitesse instantanée de la phase gazeuse, $\vec{u}_s = (u_s, v_s, w_s)$ la vitesse instantanée de la phase solide, p la pression de la phase gazeuse et C la concentration volumique en particules. La gravité est donnée par $\vec{g} = (0, 0, -g)$.

La conservation de la masse et la conservation de la quantité de mouvement sont considérées pour chaque phase. Les équations sont exprimées dans le repère $(Oxyz)$ défini par :

- xOy est le plan horizontal,
- Oz est la verticale ascendante.

La conservation de la masse suppose qu'il n'y a pas de transfert massique entre la phase gazeuse et la phase solide (la sublimation de la neige est négligée), ce qui donne pour l'air :

$$\frac{\partial \rho_a}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho_a u_{ai}) = 0 \quad (Eq. 1)$$

et pour la neige :

$$\frac{\partial (C)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (C u_{si}) = 0 \quad (Eq. 2)$$

La conservation de la quantité de mouvement s'écrit pour l'air :

$$\frac{\partial (\rho_a u_{ai})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_a u_{ai} u_{aj}) + \frac{\partial p}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_j} (v \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_a u_{ai})) - C \rho_s g_i + F_i \quad (Eq. 3)$$

et pour la neige :

$$\frac{\partial (C u_{si})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (C u_{si} u_{sj}) + \frac{C}{\rho_s} \frac{\partial p}{\partial x_i} = -C g_i - F_i \quad (Eq. 4)$$

où F_i est la force de traînée instantanée qui relie l'écoulement des deux phases, v la viscosité de l'air ($\mu = \rho_a v$) et p la pression. Contrairement au modèle de vent où l'air est considéré comme un gaz parfait ($p = \rho RT$), il est ici assimilé à un gaz isentropique où la pression est donnée par $p = K \rho^\gamma$. Ce choix permet de se dispenser de traiter les problèmes liés aux transferts d'énergie et permet de réduire le nombre d'équations à résoudre numériquement.

A la différence de l'équation de conservation de la quantité de mouvement pour la phase gazeuse, les équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement de la phase solide ne comportent pas de termes de diffusion, car il n'existe pas de diffusion physique «moléculaire» des particules dans l'air.

3.3.2 Prise en compte de la turbulence

L'introduction de la décomposition de Reynolds permet de déterminer les équations qui gouvernent l'écoulement moyen. Dans ces équations apparaissent de nouvelles variables. Elles

correspondent aux corrélations du second ordre résultant des non-linéarités des équations de Navier-Stokes. Elles sont souvent modélisées en utilisant le modèle de viscosité tourbillonnaire de Boussinesq. Le tenseur de Reynolds est ainsi supposé être fonction de l'énergie cinétique turbulente k et des gradients des vitesses moyennes :

$$-\overline{\rho u_{ai} u_{aj}} = \rho \nu_t \left[\frac{\partial \bar{u}_{ai}}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_{aj}}{\partial x_i} \right] + \frac{2}{3} \delta_{ij} k \quad (Eq. 5)$$

où k est l'énergie turbulente de la phase gazeuse. Elle est définie par :

$$k = \frac{1}{2} \left(\sum_i^3 \bar{u}_i^2 \right) \quad (Eq. 6)$$

En accord avec la théorie de Hinze (1975), l'énergie turbulente de la phase solide k_s est reliée à l'énergie turbulente de la phase gazeuse k par :

$$k_s = \frac{1}{1 + \frac{t_p}{t_l}} k \quad (Eq. 7)$$

où

$$t_l = 0.41 \frac{k}{\varepsilon} \quad (Eq. 8)$$

(t_l est le temps de retournement des structures turbulentes)

$$t_p = \frac{\rho_s D_p^2}{18\mu \left[1 + \frac{R_p^{2/3}}{6} \right]} \quad (Eq. 9)$$

où t_p est le temps caractéristique de mise en mouvement des particules, D_p est le diamètre des particules (m) et R_p est le nombre de Reynolds des particules ($R_p = \frac{\|\bar{u}_{si} - \bar{u}_{ai}\| D_p}{\nu_a}$).

Les équations finales qui gouvernent l'écoulement de la suspension sont :

$$\frac{\partial \bar{\rho}_a}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho_a \bar{u}_{ai}) = 0 \quad (Eq. 10)$$

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\bar{C} \bar{u}_{si}) = \frac{\partial}{\partial x_i} (\nu_t \sigma_s \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i}) + (\bar{\psi}_{diff.} - \bar{\psi}_{sedim.}) \cdot \bar{n} \quad (Eq. 11)$$

$$\frac{\partial (\rho_a \bar{u}_{ai})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\bar{\rho}_a \bar{u}_{ai} \bar{u}_{aj}) + \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_j} (\nu_t \frac{\partial (\rho_a \bar{u}_{ai})}{\partial x_j}) - \frac{2}{3} \frac{\partial k}{\partial x_i} - ((\bar{\psi}_{diff.} + \bar{\psi}_{sedim.}) \cdot \bar{n}) \cdot \bar{u}_{si} + \bar{F}_i \quad (Eq. 12)$$

$$\frac{\partial (\bar{C} \bar{u}_{si})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\bar{C} \bar{u}_{si} \bar{u}_{sj}) + \frac{\bar{C}}{\rho_s} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_j} (\nu_t \sigma_s \frac{\partial \bar{u}_{si}}{\partial x_j}) - \frac{2}{3} \frac{\partial (\bar{C} k_s)}{\partial x_i} - \bar{C} g_i - \bar{F}_i \quad (Eq. 13)$$

où la force d'entraînement mutuel entre les deux phases est donnée par :

$$\bar{F}_i = \frac{18\mu_a}{D_p^2} \bar{C} (1 - \bar{C}) \left(1 + \frac{R_p^{2/3}}{6} \right) (\bar{u}_{si} - \bar{u}_{ai}) \quad (Eq. 14)$$

où

- σ_s est le nombre de Schmidt turbulent. C 'est le rapport entre la diffusion turbulente de la quantité de mouvement du fluide et la diffusion de la phase solide. :

$$\sigma_s = \frac{\nu_t}{k_t} \quad (\text{Eq. 15})$$

avec,

k_t : coefficient de diffusion turbulente des particules,

ν_t : viscosité turbulente.

Remarquons que ce paramètre n'a jamais été déterminé précisément pour des particules de neige.

- Ψ est le flux de masse échangé entre l'écoulement de suspension et la couche de saltation ; il représente le bilan entre le flux ascendant de diffusion (Ψ_{diff}) et le flux descendant (Ψ_{sedim}) induit par la vitesse de chute des particules. La couche de saltation est considérée comme une condition à la limite de la couche de suspension.

- \vec{n} est la normale extérieure au domaine.

3.3.3 Modèle de turbulence pour la suspension

Les équations de conservation exprimées en variables moyennes sont les mêmes que les équations de conservation écrites en variables instantanées, à ceci près qu'elles contiennent un terme de corrélation entre les fluctuations de vitesse $\frac{\partial}{\partial x_j} [-\overline{\rho u_i u_j}]$. Ce terme, provenant de la

partie non-linéaire de l'équation de la quantité de mouvement, représente le transfert de quantité de mouvement (diffusion) produit par les fluctuations turbulentes. Il agit sur l'écoulement moyen comme une contrainte de cisaillement, et est donc appelé tenseur des contraintes turbulentes ou tenseur de Reynolds.

La détermination des corrélations turbulentes est le principal problème posé à l'ingénieur pour la modélisation des écoulements. Des formulations exactes pour la détermination du tenseur de Reynolds existent. Elles contiennent des termes de corrélation d'ordres supérieurs qui ne permettent pas la fermeture du système sans faire appel à des corrélations d'ordres de plus en plus élevés.

Il existe un nombre important de modèles de fermeture, plus ou moins complexes, basés sur le concept de viscosité tourbillonnaire. Les modèles issus de ce concept évaluent le tenseur de Reynolds à partir des quantités moyennes par le biais du modèle de Boussinesq fondé sur une analogie avec le tenseur des contraintes des écoulements laminaires :

$$-\overline{\rho u_i u_j} = \rho \nu_t \left[\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right] + \frac{2}{3} \delta_{ij} k \quad (\text{Eq. 16})$$

Ici le terme ν_t est le coefficient de viscosité turbulente. C'est une grandeur qui, contrairement à la viscosité moléculaire cinématique du fluide ν , ne dépend pas du fluide mais du niveau de turbulence de l'écoulement. C'est le choix de l'expression de la viscosité turbulente qui différencie les modèles de turbulence utilisant ce concept.

Dans ce qui suit, la description du modèle k- ϵ utilisé est rappelée. Dans le cadre de l'hypothèse de l'isotropie locale, deux équations de bilan sont dérivées des équations de

Navier Stokes. La première est le bilan de l'énergie turbulente et la seconde est le bilan du taux de dissipation de l'énergie turbulente. Ces deux équations sont à la base du modèle k-ε. Les propriétés de la turbulence sont alors représentées par celles des quantités k et ε dont les évolutions sont calculées à partir des deux équations suivantes :

$$\frac{\partial(\rho k)}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}_a k) = \rho(G(\vec{u}_a) - \varepsilon) + \text{div}\left(\frac{\mu_t}{\rho\sigma_k} \vec{\nabla} k\right) \quad (\text{Eq. 17})$$

$$\frac{\partial(\rho\varepsilon)}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}_a \varepsilon) = -\rho(C_{\varepsilon 1}G(\vec{u}_a) - C_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{k}) + \text{div}\left(\frac{\mu_t}{\rho\sigma_\varepsilon} \vec{\nabla} \varepsilon\right) \quad (\text{Eq. 18})$$

où,

$$G(\vec{u}_a) = \langle u'_{am} u'_{al} \rangle \frac{\partial u_{am}}{\partial x_l} \quad (\text{Eq. 19})$$

k est l'énergie turbulente et ε le taux de dissipation de l'énergie turbulente. G est la génération de l'énergie cinétique turbulente par le cisaillement. Ce modèle a été développé et utilisé par Launder et Spalding (1972) qui recommandent l'utilisation des valeurs suivantes :

$$C_{\varepsilon 1} = 1.44, C_{\varepsilon 2} = 1.92, C_\mu = 0.09, \sigma_k = 1, \sigma_\varepsilon = 1$$

La viscosité turbulente, proportionnelle au produit de la vitesse turbulente par l'échelle de longueur, est exprimée comme une fonction de k et de ε par :

$$\mu_t = \rho C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (\text{Eq. 20})$$

L'utilisation du modèle k-ε est principalement justifiée pour des écoulements de type couche limite. Cette modélisation, écrite sous forme d'équations de bilan, offre des avantages numériques considérables pour les méthodes de type volumes finis utilisées. Ce modèle ne nécessite pas de nouveau calage. Il s'avère que les valeurs généralement proposées s'accordent bien avec la plupart des écoulements rencontrés.

Chen et Wood (1985) ont introduit un modèle k-ε pour les écoulements diphasiques turbulents dilués. Ce modèle consiste à intégrer un terme source dans les équations de bilan de k et ε pour tenir compte de la modification de la turbulence par la présence des particules. Compte tenu du caractère diphasique de l'écoulement et compte tenu du nombre de Stokes calculé à partir des caractéristiques des particules de la neige, la présence de ces dernières va générer une réduction globale de la turbulence de la phase fluide. C'est la raison pour laquelle Naaim et al. (1998) ont choisi de retenir ce modèle dont les équations s'écrivent sous la forme suivante :

$$\frac{\partial(\rho k)}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}_a k) = \rho(G(\vec{u}_a) - \varepsilon) + \text{div}\left(\frac{\mu_t}{\rho\sigma_k} \vec{\nabla} k\right) + S_k \quad (\text{Eq. 21})$$

$$\frac{\partial(\rho\varepsilon)}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}_a \varepsilon) = -\rho(C_{\varepsilon 1}G(\vec{u}_a) - C_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{k}) + \text{div}\left(\frac{\mu_t}{\rho\sigma_\varepsilon} \vec{\nabla} \varepsilon\right) + S_\varepsilon \quad (\text{Eq. 22})$$

$$\text{où} \quad S_k = -\frac{2k}{t_p} (1 - \exp(-\frac{t_p \varepsilon}{2k})) c \quad (\text{Eq. 23})$$

$$S_\varepsilon = -\frac{2\varepsilon}{t_p} c \quad (\text{Eq. 24})$$

Remarquons que ce modèle correspond à un écoulement turbulent, mais quasi-stationnaire en moyenne. Par conséquent, l'effet d'une rafale de vent n'est pas pris en compte par cette modélisation, alors qu'in situ, le vent souffle très souvent en rafale.

3.3.4 Conditions aux limites

Le modèle de suspension a besoin d'une condition à la limite inférieure à l'interface avec la couche de saltation. Concernant la vitesse à cette interface, l'écoulement est considéré comme une couche limite turbulente définie par une rugosité z_0 et une vitesse turbulente \bar{u}_* telle que :

$$\bar{u} = \frac{\bar{u}_*}{K} \log\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (\text{Eq. 25})$$

où \bar{u}_a est la vitesse moyenne à la base de l'écoulement de suspension.

La rugosité (en présence de saltation) est définie par :

$$z_0 = C_0 \frac{u_*^2}{2g} \quad (\text{Eq. 26})$$

C_0 est une constante empirique dont la valeur est de 0,021.

Les paramètres représentant la turbulence sont reliés à \bar{u}_* . En ce qui concerne les quantités turbulentes, l'hypothèse principale pour cette détermination consiste à supposer la turbulence en équilibre local dans la couche de surface, ce qui peut se traduire par l'égalité entre production et dissipation. Cette hypothèse se traduit par :

$$k = \frac{\sigma_\varepsilon (C_{\varepsilon 2} - C_{\varepsilon 1})}{K^2} u_*^2 \quad (\text{Eq. 27})$$

$$\varepsilon = \frac{\sigma_\varepsilon (C_{\varepsilon 2} - C_{\varepsilon 1})}{K^2} \frac{u_*^3}{Kz}, \quad (\text{Eq. 28})$$

où K est la constante de Von Karman.

La concentration en particules à la limite inférieure est évidemment prise égale à la concentration dans la couche de saltation.

Entre la couche de suspension et la couche de saltation a lieu un échange de masse et de quantité de mouvement contrôlé par les flux massiques de diffusion et de sédimentation qui s'écrivent :

$$\bar{\psi}_{diffu} = v_t \sigma_c \bar{V} \bar{C} \quad (\text{Eq. 29})$$

$$\bar{\psi}_{Sedim.} = \bar{U}_F \bar{C} \quad (\text{Eq. 30})$$

Le flux de diffusion est proportionnel au gradient de la concentration entre la couche de suspension et la couche de saltation alors que le flux de sédimentation est proportionnel à la vitesse de chute U_F et à la concentration de la couche de suspension. Rappelons que la vitesse de chute d'une particule est la vitesse verticale limite de la particule par rapport au fluide lors de sa chute.

Là encore, ce modèle pose problème : la vitesse de chute des particules de neige est mal connue. De plus, elle va varier en fonction du type de particule transportée (taille, sphéricité, dendricité, ...).

3.4 Modèle mathématique pour la couche de saltation

Naaïm et al. (1998) ont choisi de définir la couche de saltation par les grandeurs caractéristiques suivantes : la concentration en particules notée \bar{C}_s (kg.m^{-3}), la vitesse turbulente de la phase gazeuse notée u_{a*s} (m.s^{-1}), la vitesse turbulente de la phase solide notée u_{s*s} (m.s^{-1}), la hauteur de la couche de saltation notée h_{cs} (m) et la concentration maximale notée \bar{C}_{sat} (kg.m^{-3}). Ces grandeurs sont définies par :

$$\bar{C}_{sat} = \frac{\rho_s}{3,29u_{a*s}} \left(1 - \left[\frac{u_{*t}}{u_{a*s}}\right]^2\right) \quad (\text{Eq. 31})$$

$$h_{cs} = \frac{1,6u_{a*s}^2}{2g} \quad (\text{Eq. 32})$$

Le débit massique maximal dans la couche de saltation est donné par :

$$Q_s = \frac{0,68\rho_s u_{*t}}{gu_{a*s}} (u_{a*s}^2 - u_{*t}^2) \quad (\text{Eq. 33})$$

Dans la couche de saltation, les particules en mouvement ont une vitesse turbulente, notée u_{s*s} , proportionnelle à la vitesse turbulente du fluide immédiatement en contact avec elles. Compte tenu du rapport des temps caractéristiques de la particule et du fluide, et en accord avec la théorie de Hinze (1975), la vitesse turbulente des particules sera déterminée par :

$$u_{s*s} = u_{a*s} \frac{t_l}{1 + t_p} \quad (\text{Eq. 34})$$

où t_l est le temps de retournement des structures turbulentes (Eq. 8), et t_p est le temps caractéristique de mise en mouvement des particules (Eq. 9).

La détermination de u_{a*s} sera exposée dans le paragraphe suivant traitant de l'érosion.

Les particules sont supposées se déplacer à la vitesse u_{s*s} . La modélisation de la couche de saltation utilise une loi de conservation de la masse qui s'écrit :

$$\frac{\partial \bar{C}_s}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{C}_s u_{s*s})}{\partial x_i} = (\bar{\Psi}_{bas} + \bar{\Psi}_{haut}) \cdot \vec{n} \quad (\text{Eq. 35})$$

Le flux Ψ_{haut} est le flux échangé entre la couche de saltation et la couche de suspension. Il est le résultat net entre le flux de diffusion et le flux de sédimentation. Le flux Ψ_{bas} traduit, quant à lui, l'interaction entre la couche de saltation et le manteau neigeux immobile. Ce flux dépend des caractéristiques de la couche de saltation et des caractéristiques du manteau neigeux.

3.5. Modèle mathématique de l'érosion éolienne

En fonction de la vitesse et de la turbulence de l'écoulement, il existe une limite à la quantité de particules que l'air peut transporter. C'est la concentration de saturation notée \bar{C}_{sat} .

L'écoulement turbulent ne se charge pas instantanément en particules. Pour atteindre un régime établi, il faut une certaine distance le long du lit de particules pour que le fluide parvienne à sa concentration de saturation. Initialement et au moment où l'écoulement entre en contact avec le lit de particules, sa capacité d'entraînement est proportionnelle à sa force aérodynamique au niveau de la surface diminuée de la résistance à l'arrachement des particules. Les premières particules sont prélevées et lors de leur retour à la surface, elles sont animées d'une vitesse proche de la vitesse de l'écoulement dans les basses couches. Les particules ont une masse volumique égale à plusieurs centaines de fois celle de l'air. La force qu'elles vont exercer lors des impacts est très importante. Ceci va rendre important l'érosion par impact des particules. Chaque impact va engendrer la mise en mouvement de plusieurs particules à la fois, et de ce fait, l'augmentation de la charge en particules va accroître fortement le pouvoir érosif de l'écoulement. En revanche, au fur et à mesure que l'écoulement se charge en particules, la quantité de mouvement transmise par le fluide aux particules devient de plus en plus grande. Ce phénomène va induire un ralentissement global du fluide dans les basses couches. La vitesse de l'écoulement va donc diminuer, ce qui va se traduire par une baisse de la vitesse des particules lors de leur impact au niveau du sol. Ce processus se poursuit et converge vers un état stationnaire pour lequel, en moyenne, un impact d'une particule ne soulève plus de particule supplémentaire.

L'écoulement sera considéré comme de type couche limite représenté par une vitesse de frottement turbulent u_* .

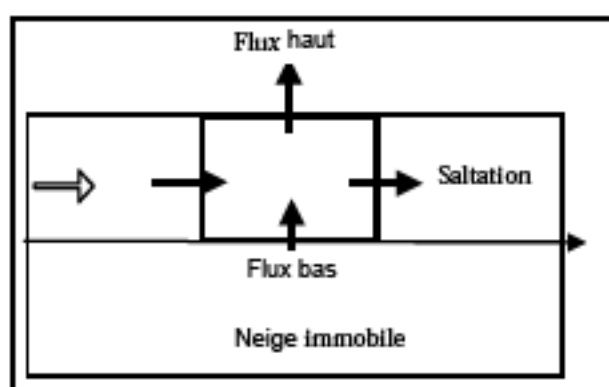


Figure 8 : schéma conceptuel du modèle d'érosion

Dans la couche de saltation, le frottement turbulent est modifié par la présence des particules. Ainsi :

- à concentration nulle, l'érosion aérodynamique est maximale,
- à concentration de saturation, l'érosion aérodynamique est nulle.

Par le transfert de plus en plus important de la quantité de mouvement du fluide aux particules, la vitesse de ce dernier va diminuer et par conséquent la vitesse de frottement turbulent va faire de même. La croissance de la concentration va induire une décroissance de la vitesse turbulente. A concentration volumique nulle, la vitesse turbulente dans la couche de saltation est égale à la vitesse turbulente à la base de la couche de suspension, et à

concentration volumique maximale, la vitesse de frottement réelle est égale à la vitesse de frottement turbulent seuil. En effet, l'érosion cesse quand la concentration atteint sa valeur maximale. La vitesse de frottement turbulent de la phase gazeuse dans la couche de saltation peut donc être représentée par :

$$u_{a*s} = u_* + (u_{*t} - u_*)f(\bar{C}) \quad (Eq. 36)$$

Naaïm et al. (1998) proposent d'écrire la fonction f de la façon suivante :

$$f(\bar{C}) = \left(\frac{\bar{C}}{\bar{C}_{sat}}\right)^5 \quad (Eq. 37)$$

Les particules immobiles au sommet du manteau neigeux sont donc soumises aux efforts suivants :

La contrainte aérodynamique :

$$\tau_{aérodynamique} = \rho_a u_{s*a}^2 \quad (Eq. 38)$$

La contrainte d'impact des particules en saltation :

$$\tau_{impact} = \bar{C} \rho_p u_{s*s}^2 \quad (Eq. 39)$$

Le nombre N_1 de particules entraînées par la force aérodynamique, par unité de surface et par unité de temps, est proportionnel à la différence entre la contrainte aérodynamique et la résistance à l'arrachement développée par les forces de contact entre grains. Il est donnée par :

$$N_1 \propto (\rho_a u_{s*a}^2 - \rho_a u_{*t}^2) \quad (Eq. 40)$$

Le nombre N_2 de particules supplémentaires entraînées par les impacts, par unité de temps et par unité de surface, dépend de la contrainte moyenne exercée par les impacts, mais aussi de la concentration en particules soit :

$$N_2 \propto [\rho_s \bar{C} u_{s*s}^2] g(\bar{C}) \quad (Eq. 41)$$

La fonction g dépend de la concentration. Elle doit être égale à 1 quand la concentration de saltation \bar{C}_s est nulle et doit s'annuler quand la concentration dans la couche de saltation atteint sa valeur maximale soit $\bar{C}_s = \bar{C}_{sat}$. Pour g, Naaïm et al. (1998) ont retenu la formulation suivante :

$$g(\bar{C}) = \frac{\bar{C}_{sat} - \bar{C}}{\bar{C}_{sat}} \quad (Eq. 42)$$

Le nombre totale de particules entraînées est alors la somme de N_1 et N_2 :

$$N \propto \left[\rho_a u_{s*a}^2 - \rho_a u_{*t}^2 + \rho_s \bar{C} u_{s*s}^2 \frac{\bar{C}_{sat} - \bar{C}}{\bar{C}_{sat}} \right] \quad (Eq. 43)$$

où u_{*t} est la vitesse de frottement limite de mise en mouvement de la neige.

L'érosion a lieu seulement lorsque u_{a*s} est supérieur à u_{*t} . Le flux d'érosion par unité de surface et par unité de temps Ψ_e est donné par :

$$\Psi_e = \omega \left[\rho_a u_{a*s}^2 - \rho_a u_{*t}^2 + \rho_s \bar{C} u_{s*s}^2 \frac{\bar{C}_{sat} - \bar{C}}{\bar{C}_{sat}} \right] \vec{i}_3 \quad (Eq. 44)$$

où

$$u_{a^*s} = u_* + (u_{*t} - u_*)f(c), \quad f(\bar{C}) = \left(\frac{\bar{C}}{C_{sat}}\right)^\zeta, \quad u_{s^*s} = u_{a^*s} \frac{t_l}{1 + t_p} \quad (Eq. 45)$$

et \vec{i}_3 est le vecteur unité orthogonal à la surface du sol. Le coefficient ω dépend des caractéristiques de la neige. Avec la valeur $\zeta \approx \frac{1}{4}$ notre formulation donne les mêmes formes de l'évolution de la concentration et du flux vertical en fonction de la distance que la théorie de Mitha et al. (1986).

Remarquons cependant que la vitesse de frottement seuil de mise en mouvement de la neige est là encore un paramètre mal connu : elle va dépendre du type de grain de neige au sol, et de la cohésion entre les différents grains.

3.6. Modèle mathématique pour le dépôt des particules

Si l'écoulement chargé de particules se trouve dans une zone de ralentissement du vent (derrière une barrière à neige ou derrière la crête d'une montagne), la vitesse de frottement turbulent dans la couche de suspension et dans la couche de saltation devient plus petite que la vitesse limite de mise en mouvement. Les particules se déposent et forment une accumulation de neige.

Le flux Ψ_{bas} est alors égal au flux de sédimentation noté $\Psi_{sédimentation}$, qui s'exprime par :

$$\bar{\Psi}_{sédimentation} = \bar{U}_F \lambda(u_{a^*s}) \bar{C}_s \quad (Eq. 46)$$

Quand la vitesse de frottement turbulent est nulle dans la couche de saltation, les particules sédimentent avec leur vitesse de chute U_F . Quand la vitesse de frottement turbulent de la phase gazeuse dans la couche de saltation est égale à la vitesse de frottement seuil, le flux net de sédimentation est nul. Pour définir la fonction λ , il n'y a que deux points :

$$\begin{aligned} \lambda &= 0 & \text{si } u_{a^*s} &= u_{*t} \\ \lambda &= 1 & \text{si } u_{a^*s} &= 0 \end{aligned} \quad (Eq. 47)$$

Comme la contrainte de la turbulence sur une particule est proportionnelle au carré de la vitesse de frottement turbulent, Naaïm et al. (1998) proposent de retenir pour λ la formulation quadratique suivante :

$$\lambda(u_{a^*s}) = \frac{u_{*t}^2 - u_{a^*s}^2}{u_{*t}^2} \quad (Eq. 48)$$

Le flux de sédimentation devient donc :

$$\bar{\Psi}_{bas} = \bar{\Psi}_{sédimentation} = \bar{U}_F \frac{u_{*t}^2 - u_{a^*s}^2}{u_{*t}^2} \bar{C}_s, \quad \text{si } u_{a^*s} < u_{*t} \quad (Eq. 49)$$

Dans le cas où la concentration dans la couche de saltation est supérieure à la concentration de saturation, l'écoulement va se décharger de l'excès de masse grâce au flux de sédimentation suivant :

$$\bar{\psi}_{bas} = \bar{\psi}_{sédimentation} = \bar{U}_F \bar{C}_s \frac{\bar{C}_s - \bar{C}_{sat}}{\bar{C}_{sat}} \quad \text{si } \bar{C}_s > \bar{C}_{sat} \quad (\text{Eq. 50})$$

3.7. Evolution de la surface du manteau neigeux

L'épaisseur e du manteau neigeux est calculée par l'équation de bilan suivante :

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \bar{\psi}_{bas}(1-\eta) \quad (\text{Eq. 51})$$

où η est la porosité du manteau neigeux.

Cette porosité n'est pas la même au moment de l'érosion et au moment du dépôt. La neige déposée est plus compacte que le manteau neigeux classique. Sa porosité est plus faible. Les plaques à vent que l'on observe dans les zones de départ des avalanches ont des caractéristiques mécaniques et une masse volumique très différentes de celles de la neige accumulée par chute de neige. La masse volumique de certaines plaques à vent a été mesurée entre 400 et 500 kg.m⁻³, alors que la neige fraîche froide a une masse volumique comprise entre 80 et 150 kg.m⁻³. La modélisation proposée (dont la résolution numérique est décrite dans Naaim et al. (1998)) ne tient pas encore compte de ce phénomène.

3.8. Comparaison des résultats numériques et des résultats expérimentaux obtenus en soufflerie diphasique

3.8.1 Comparaison des profils à saturation

Afin de montrer la validité du modèle numérique, des simulations numériques dans les mêmes conditions que les expériences en soufflerie ont été réalisées (Naaim-Bouvet, 1997). Les résultats de ces simulations, en termes de profils de concentration à saturation ($x=4$ m), sont comparés à ceux obtenus expérimentalement (figures 9 et 10). Ces deux figures montrent que les profils numériques obtenus pour un nombre de Schmidt turbulent égal à 0,6 sont très proches des profils expérimentaux.

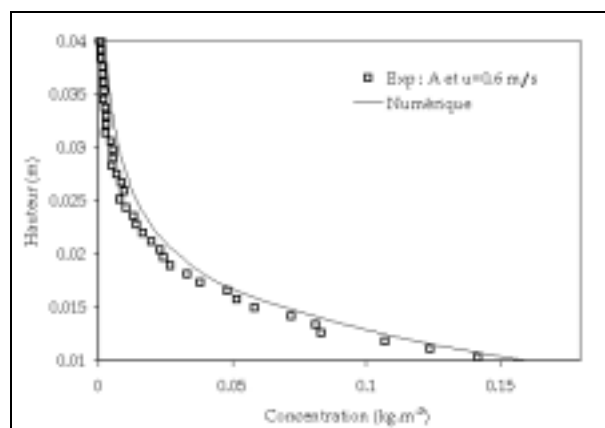


Figure 9 : comparaison entre le modèle numérique et les mesures expérimentales. Evolution verticale de la concentration en $x=4$ m, pour le matériau A et pour $u^* = 0,6 \text{ m.s}^{-1}$

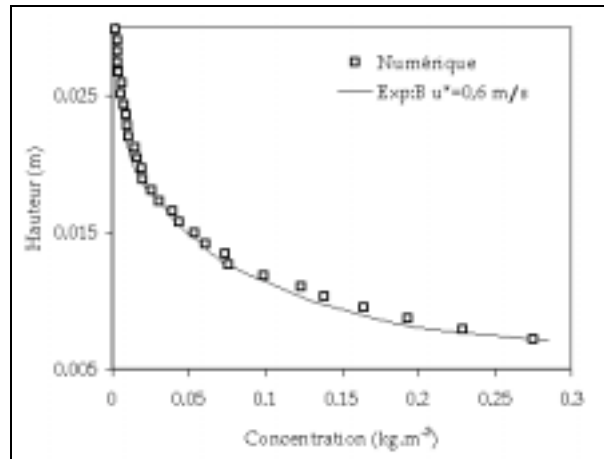


Figure 10 : comparaison entre le modèle numérique et les mesures expérimentales. Evolution verticale de la concentration en $x=4$ m, pour le matériau B et pour $u^* = 0,6 \text{ m.s}^{-1}$

3.8.2 Evolution des profils de concentrations vers la saturation

En ce qui concerne l'évolution des profils de concentration le long de l'écoulement, le modèle numérique donne des résultats en accord avec les observations expérimentales. En effet, les profils de concentration évoluent très rapidement vers une relative saturation (figure 11). Entre 0 et 2,4 m le long de l'axe x, l'essentiel de la charge de l'écoulement est déjà réalisée. La différence entre le profil à 2,4 m et le profil à 3,2 m est beaucoup plus faible que la différence entre le profil à 2,4 m et le profil à 1,6 m.

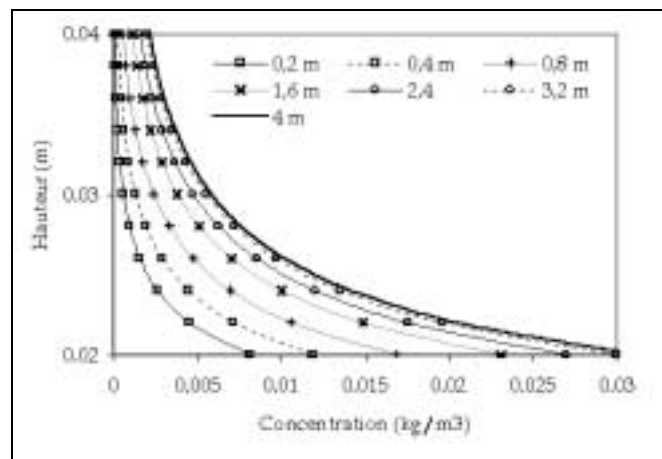


Figure 11 : simulation numérique de l'évolution vers la saturation dans la couche de suspension.

3.8.3 Résultats des tests de comparaison entre le modèle et des expériences en soufflerie

Dans un premier temps, pour cause de manque de données de terrain satisfaisantes, les résultats du modèle ont été comparés aux mesures obtenues dans la soufflerie diphasique du Cemagref (Naaim-Bouvet (1997)), où tous les processus physiques modélisés peuvent être

mesurés et contrôlés. Dans ce cas, on peut connaître avec précision les caractéristiques des particules (la vitesse de chute, la densité), les caractéristiques de l'écoulement (vitesse et vitesse turbulente) qui sont maintenues constantes tout au long de l'expérience, l'érosion et enfin les dépôts produits par des modèles réduits de barrières à neige.

La soufflerie est équipée d'un capteur de distance, qui permet de mesurer l'épaisseur des accumulations produites par les modèles réduits de barrières à neige. Pour comparer les résultats du modèle à ceux de l'expérience, le profil de vitesse à l'entrée amont a été mesuré.

Le maillage de type éléments finis déstructurés est adapté à l'évolution temporelle du dépôt. Cependant, l'évolution de l'épaisseur du dépôt de particules est très longue comparativement au temps caractéristique de l'écoulement. Le processus de résolution suivant a donc été appliqué :

- résolution du champ d'écoulement jusqu'à ce qu'un état stationnaire soit atteint,
- calcul des flux d'érosion et de dépôt à partir des données de l'écoulement,
- calcul des flux massiques permettant ensuite de modifier sur une période de temps plus longue l'épaisseur du dépôt,
- itération sur l'écoulement lorsqu'une modification de l'épaisseur du dépôt supérieure à 2 mm est atteinte (la topographie est supposée suffisamment évoluée et l'écoulement est recalculé).

Ce processus est répété jusqu'à ce que le profil de la congère n'évolue plus en fonction du temps. Le profil final est alors considéré comme le profil à saturation et comparé au profil obtenu expérimentalement en soufflerie.

Le modèle de dépôt dépend de :

- la vitesse du frottement turbulent,
- la vitesse de frottement limite,
- et de la vitesse de chute (ou de sédimentation).

Naaim-Bouvet (1997) a donc commencé par tester l'influence de chacun de ces facteurs. Un test numérique supplémentaire a été réalisé, dans le but d'évaluer l'influence de la réduction de la turbulence proposée par Chen et Wood (1985) sur le profil de la congère.

Tout d'abord, en utilisant le modèle numérique avec un maillage (200x200 éléments de maille), la formation de la congère située au vent de la barrière (congère amont), et celle de la congère située sous le vent de la barrière (congère aval) ont été étudiées. Naaim-Bouvet (1997) a constaté qu'elles se forment simultanément comme cela est observé dans les expériences en soufflerie. Le modèle numérique a été utilisé également pour étudier l'influence de u^*/u_{*t} sur la forme et la dimension de la congère à saturation. Les résultats sont tracés sur la figure 12. La congère amont est très sensible à ce paramètre. Elle apparaît pour u^*/u_{*t} proche de 1 et disparaît complètement pour $u^*/u_{*t} > 1,2$. Ce phénomène explique les difficultés expérimentales observées par Naaim-Bouvet (1997) pour reproduire la congère amont en soufflerie. La forme et la dimension de la congère aval sont moins sensibles à ce facteur.

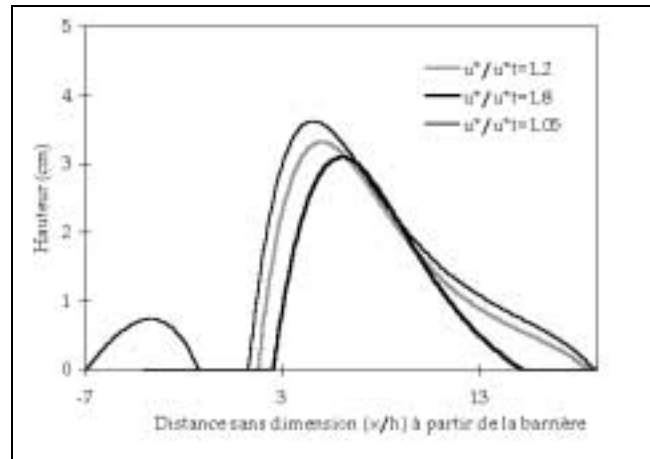


Figure 12 : variations de la forme de la congère simulées numériquement pour différentes valeurs de u^*/u_{*t} .

Naaim-Bouvet (1997) a comparé le modèle de turbulence k- ϵ classique au résultat donné par le modèle de turbulence k- ϵ de Chen et Wood (1985). Ce dernier tient compte de la réduction de la turbulence induite par la présence des particules. Le résultat de la comparaison est tracé sur la figure 13.

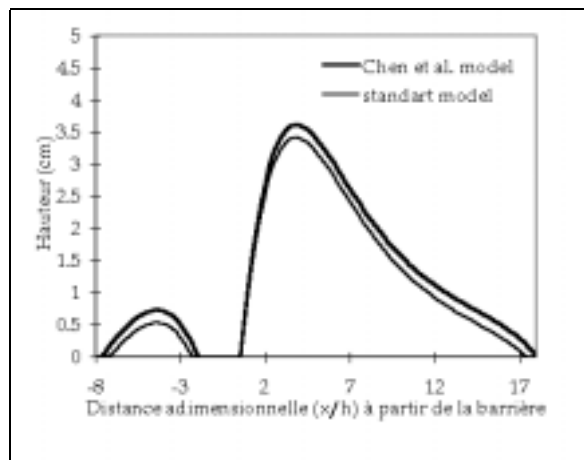


Figure 13 : test numérique des deux modèles de turbulence

La différence entre les deux résultats est relativement faible. La congère simulée par le modèle k- ϵ de Chen et Wood (1985) est légèrement plus étendue que celle simulée par le modèle k- ϵ classique. Ceci s'explique par le fait que dans le modèle de Chen et Wood, la présence des particules produit une diminution de l'énergie turbulente par rapport au modèle k- ϵ classique. Cette réduction se traduit par une diminution de la vitesse turbulente près du sol. La zone concernée par le dépôt ($u^* < u_{*t}$) est alors plus large.

Dans le but de tester le bon fonctionnement du modèle de dépôt, Naaim-Bouvet (1997) a étudié le cas d'un modèle réduit de barrière à neige de 4 cm de haut, munie d'une garde au sol de 2 cm.

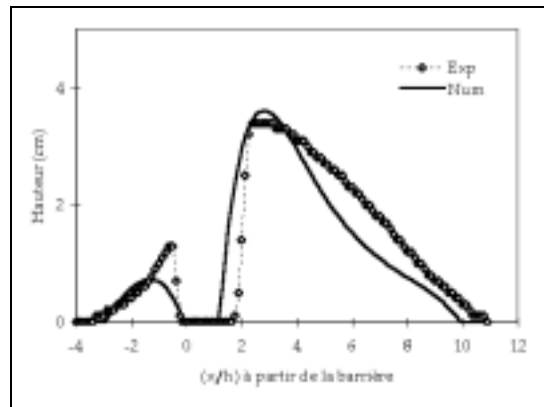


Figure 14 : résultats expérimentaux obtenus en soufflerie et numériquement pour $u^*/u_{*t} = 1,05$ (Naaim-Bouvet 1997).

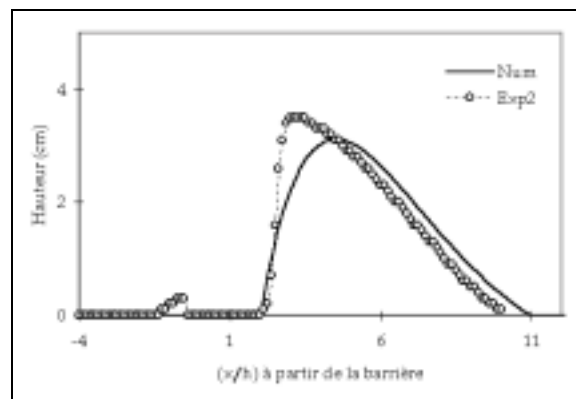


Figure 15 : résultats expérimentaux obtenus en soufflerie et numériquement pour $u^*/u_{*t} = 1,2$ (Naaim-Bouvet 1997).

Sur les figures 14 et 15, les congères issues du modèle numérique sont comparées aux congères mesurées par Naaim-Bouvet (1997). Dans les deux cas présentés, la forme de la congère expérimentale et celle de la congère simulée numériquement sont assez proches. Dans le cas des congères simulées numériquement, la congère amont est moins importante que celle mesurée expérimentalement. Près de la barrière, les congères amont et aval obtenues expérimentalement sont plus pentues, alors que celles obtenues numériquement sont plus lisses. Ce problème pourrait être lié à la diffusion numérique produite par la forte distorsion du maillage dans ces deux zones. Néanmoins les résultats du modèle sont très encourageants. La position de la congère aval est très bien reproduite par le modèle. Dans le cas ($u^*/u_{*t}=1,05$) la congère simulée numériquement commence exactement au même endroit que la congère expérimentale. Dans le cas ($u^*/u_{*t}=1,2$) elle commence légèrement en amont de la congère expérimentale. Les longueurs des congères expérimentales et des congères simulées numériquement sont très proches.

3.9. Problèmes posés par ce modèle avant la thèse

Cette présentation du modèle NEMO met en évidence les hypothèses simplificatrices utilisées pour modéliser le transport éolien de la neige. En effet, nous avons vu tout d'abord que ce modèle ne tient pas compte de la nature de l'écoulement. En particulier, il ne permet pas de simuler des rafales de vent, phénomène pourtant fréquent sur le terrain.

De plus, un certain nombre de paramètres de ce modèle sont mal connus pour la neige. C'est le cas de la vitesse de frottement seuil qui intervient pour l'érosion et le dépôt des particules; de la vitesse de chute des particules dont dépendent le flux de dépôt et la répartition verticale de la neige transportée ; ainsi que du nombre de Schmidt turbulent, paramètre du modèle de diffusion. Ces paramètres dépendent du type de particule de neige transportée.

Enfin, avant cette thèse, ce modèle avait uniquement été validé en soufflerie, avec un vent constant et des particules sèches sans cohésion qui sont assez éloignées de la réalité de terrain.

4. Plan de l'étude

Les problèmes posés par cette modélisation sont à la base de ce travail de thèse. En privilégiant une étude expérimentale à échelle 1, nous avons cherché à apporter des réponses à ces problèmes. Les paramètres du matériau neige qui interviennent dans le modèle de transport - vitesses seuils d'érosion et de dépôt, vitesse de chute et nombre de Schmidt turbulent – ont été étudiés afin de mieux connaître leurs valeurs. De plus, le modèle ne tenant pas compte de la nature de l'écoulement, nous avons analysé l'effet d'un vent en rafale sur le transport de la neige par le vent, pour connaître dans quelle mesure cette simplification était justifiée. Pour ces études, nous avons eu recours à un détecteur acoustique de transport de la neige par le vent, dont l'étalonnage a été initié. Enfin, les premiers tests de validation in situ du modèle numérique de transport de la neige par le vent NEMO ont été réalisés.

La première partie de cette thèse est consacrée aux sites expérimentaux et aux souffleries utilisés pour réaliser nos études, ainsi qu'à l'instrumentation et aux données expérimentales acquises. Elle se compose de 3 chapitres :

- Chapitre 1 : - Sites expérimentaux et souffleries
- Chapitre 2 : - Capteur acoustique de transport de neige par le vent
- Chapitre 3 : - Création d'une base de donnée sur les épisodes de transport

La seconde partie analyse l'influence de la nature de l'écoulement, stationnaire ou en rafales, sur le transport. Elle se divise en 4 chapitres :

- Chapitre 4 : - Avant propos : effets transitoires du vent sur le transport éolien de la neige
- Chapitre 5 : - Etude fine en soufflerie du flux de neige transportée en écoulements stationnaire et instationnaire
- Chapitre 6 : - Etude in situ de l'influence des rafales sur le flux de neige transportée

- Chapitre 7 : - Influence de la nature de l'écoulement sur la formation du dépôt

Puis une troisième partie présente les études réalisées pour mieux connaître les propriétés liées au grain de neige qui influent sur le transport. Elle comporte 3 chapitres :

- Chapitre 8 : - Influence du type de grain de neige sur la formation du dépôt

- Chapitre 9 : - Vitesses seuils d'érosion et de dépôt de la neige

- Chapitre 10 : - Vitesse de chute et nombre de Schmidt turbulent

Enfin, une dernière partie fait état des validations du modèle numérique de transport éolien de la neige sur des données in situ.

Partie I :

Outils utilisés pour obtenir les données expérimentales

Introduction de la partie I

Introduction

La modélisation, tant physique que numérique du transport de la neige par le vent nécessite de mieux comprendre les mécanismes de son fonctionnement. De plus, la validation du modèle de transport de la neige par le vent développé au Cemagref requiert une base de données expérimentales permettant de comparer résultats du modèle et réalité in situ. Cette thèse comporte donc une importante partie expérimentale visant à répondre à ces deux besoins : améliorer la compréhension du phénomène de transport éolien, et créer une base de données in situ. Cependant, la réalisation d'expériences sur le transport de la neige par le vent n'est pas simple. Cela nécessite des infrastructures très complexes dont nous avons eu la chance de pouvoir bénéficier, que ce soient les souffleries climatiques Jules Vernes, celle du Cryospheric Environment Simulator au Japon, la soufflerie du Cemagref ou le site expérimental de haute altitude du Col du Lac Blanc.

L'étude du transport de la neige par le vent nécessite également du matériel de mesure solide qui puisse résister aux assauts de vents tempétueux (140 km.h^{-1} enregistré au col du Lac Blanc, 2 portes de centrales de mesures arrachées par le vent en janvier 2001), au givre, au froid, à la foudre (5 capteurs acoustiques de transport détruits durant l'hiver 2000-01) et à des quantités de neige parfois inattendues (plus de 8m d'accumulation par endroit durant l'hiver 2000-01 au Col du Lac Blanc).

Enfin, ce travail a nécessité des personnes motivées, compétentes et solidaires, objecteurs, stagiaires, techniciens, ingénieurs et chercheurs, prêts à « mettre la main à la pâte », pour aller replanter chaque début de saison leur « champ de perches », dégager des kilos, ou plutôt des tonnes de neige à la pelle, pour câbler des capteurs au sommet d'un pylône, en plein vent, par -10°C , ou pour aller faire des mesures de débit de neige transportée en plein blizzard par des vents de plus de 100 km.h^{-1} ... Le tout agrémenté heureusement parfois d'un rayon de soleil et d'un repos temporaire d'Eole permettant de déjeuner sur la neige !

Cette première partie, après une présentation du problème des critères de similitudes, introduit donc les quatre dispositifs expérimentaux utilisés durant cette thèse (site expérimental du Col du Lac Blanc, soufflerie du Cemagref, soufflerie climatique Jules Vernes du CSTB, soufflerie climatique du Cryospheric Environment Simulator au Japon), ainsi que les appareils de mesures et les expériences réalisées. Ensuite nous décrirons l'étalonnage du détecteur acoustique de transport de neige par le vent effectué durant cette thèse, avant de présenter la base de données réalisée in situ sur des épisodes de transport, à partir notamment de ce capteur.

Chapitre 1 :

Sites expérimentaux et souffleries

1.1 Introduction

Ce premier chapitre, après une introduction du problème des critères de similitude lors de la modélisation physique du transport de la neige par le vent, présente les quatre dispositifs expérimentaux utilisés, les appareils de mesure, ainsi que les expériences réalisées. Un premier paragraphe décrit le site expérimental de haute altitude du Col du Lac Blanc, puis nous présenterons la soufflerie du Cemagref, avant d'introduire la soufflerie climatique Jules Vernes du CSTB de Nantes et celle du Cryospheric Environment Simulator au Japon.

1.2 Critères de similitude

L'étude expérimentale sur modèles réduits ou en soufflerie du transport éolien de la neige nécessite de respecter certains critères de similitude. En ce qui concerne les expériences réalisées au Col du Lac Blanc nous n'avons pas été confrontés à ce problème puisque toutes les expériences ont été réalisées à l'échelle 1. Par contre, pour certaines études effectuées dans les souffleries du CSTB et du C.E.S., nous avons dû en tenir compte.

La synthèse réalisée par Naaim-Bouvet (1997) sur les critères de similitude montre que le plus important à respecter est le critère défini par Anno (1984) :

$$\left(\frac{u^*}{u_{*t}^*}\right)_m = \left(\frac{u^*}{u_{*t}^*}\right)_p \quad (Eq. 52)$$

où l'indice m correspond au modèle (échelle réduite), et l'indice p au prototype (échelle 1).

Dans nos études, ce critère sera respecté. En effet, nous utilisons de la neige (artificielle ou naturelle), donc les vitesses de frottement seuils lors des expériences sont similaires à celles que l'on peut trouver in situ. De plus, au CSTB, les vitesses de frottements étaient de l'ordre de 0.3 à 0.8 m.s⁻¹, et de 0.38 à 0.64 m.s⁻¹ au C.E.S., alors que celles mesurées in situ sur sol enneigé se situent entre 0.3 et 0.8 m.s⁻¹ (Tabler (1980)).

1.3 Site expérimental du Col du Lac Blanc

1.3.1 Objectifs

Le site expérimental de haute altitude du Col du Lac Blanc a été développé conjointement par le Centre d'Etude de la Neige de Météo France et la division Etna du Cemagref. Il est situé à 2700 m d'altitude, à proximité de la station de ski de l'Alpe d'Huez (figure 16). Les objectifs de ce site, dédié au transport de la neige par le vent, sont de deux sortes :

D'une part, il s'agit de mieux comprendre la physique du transport de la neige par le vent. Le principe est d'analyser les différents paramètres qui interviennent, notamment les

instationnarités du vent ou le type de grain de neige, et ce afin de mieux prendre en compte ces caractéristiques dans la modélisation numérique du transport éolien.

D'autre part, en étudiant la distribution tri-dimensionnelle de la hauteur de neige durant l'hiver, nous pouvons déterminer les zones de dépôt et d'érosion de la neige par le vent, tout en enregistrant les paramètres nivo-météorologiques. Nous obtenons ainsi une base de données permettant d'améliorer et de valider le modèle de transport de la neige par le vent développé au Cemagref sur des données in situ.

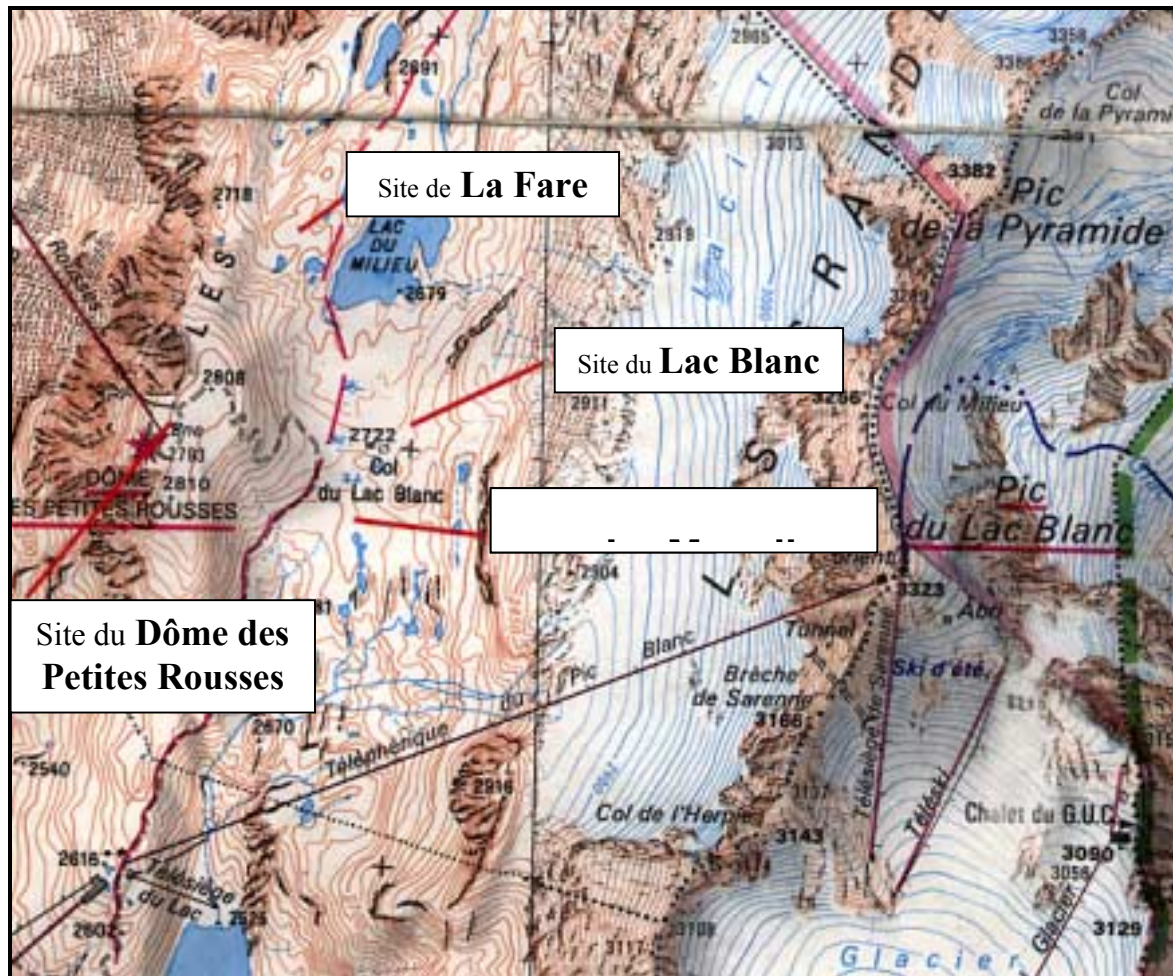


Figure 16: carte du site expérimental du Col du Lac Blanc.

1.3.2 Géographie du site

Le site du Col du Lac Blanc se comporte comme une immense soufflerie naturelle, avec principalement des vents de secteur nord et de secteur sud (figure 17 et photographie 8). L'enneigement et les vitesses de vent importantes sont favorables au transport de la neige par le vent. Ainsi, 40 % du mois de février 1999 est sujet au transport de neige (figure 18). Nous avons pu estimer le flux annuel de neige transporté sur ce site à plus de 100 tonnes par mètre linéaire, grâce à un capteur acoustique (cf. chapitre 2).

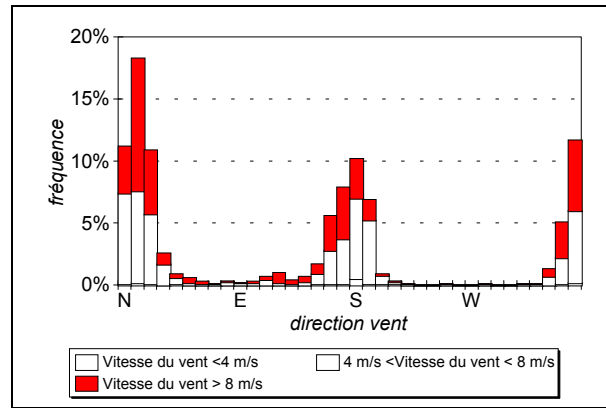


Figure 17 : rose des vents sur le site de la Muzelle durant l'hiver 1998-1999.



Photographie 8 : site expérimental du Col du Lac Blanc.

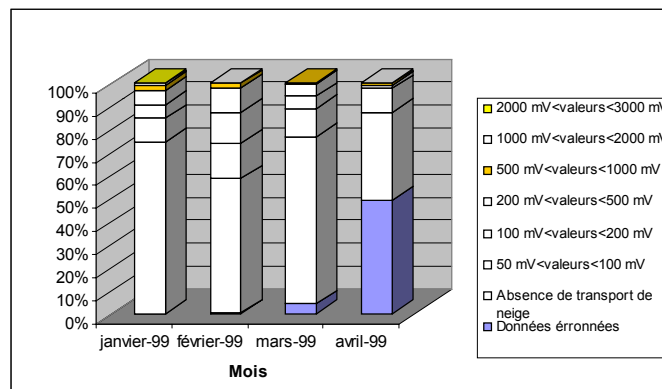


Figure 18 : occurrence des épisodes de transport.

1.3.3 Dispositif expérimental

1.3.3.1 Avant l'Hiver 1998

Avant l'hiver 1998, le site du Col du Lac Blanc disposait déjà d'une partie de l'instrumentation depuis une dizaine d'années :

- Un chalet servant de « camp de base » pour les campagnes de mesures.

- 2 stations météorologiques situées de part et d'autre du col et une troisième située au dôme des Petites Rousses, permettant l'enregistrement de la vitesse et de la direction du vent, de la température, de l'équivalent en eau des précipitations (pluviomètre chauffé) ainsi que de l'épaisseur de neige en un point grâce à un capteur à ultra sons.

1.3.3.2 Hiver 1998-99 et 99-00

En complément de ces mesures moyennes, il était nécessaire de prendre en compte les aspects tridimensionnels et temporels du phénomène de transport de neige par le vent. Au début de la thèse, deux sites tests ont ainsi été sélectionnés à proximité du Col du Lac Blanc et équipés de perches à neige, d'anémomètres-girouettes et de détecteurs acoustiques de transport de neige.

Un premier site test, le site de la Fare, d'une dimension caractéristique d'environ 100m par 100m, est situé sur une zone d'accumulation au nord du Col du Lac Blanc. Sur ce site nous avons installé :

- 25 perches à neige de 4m de haut suivant trois profils horizontaux (figure 19).
- Une centrale d'acquisition à laquelle sont connectés un ensemble anémomètre - girouette et un capteur acoustique de transport de neige.

Les perches à neige permettent de suivre l'évolution de l'épaisseur de neige et de connaître les hauteurs des dépôts afin de dresser leur carte.

Le capteur acoustique de transport de neige par le vent permet de connaître de façon précise la durée de l'épisode de transport et d'estimer grossièrement son intensité.



Photographie 9 : site de La Fare.

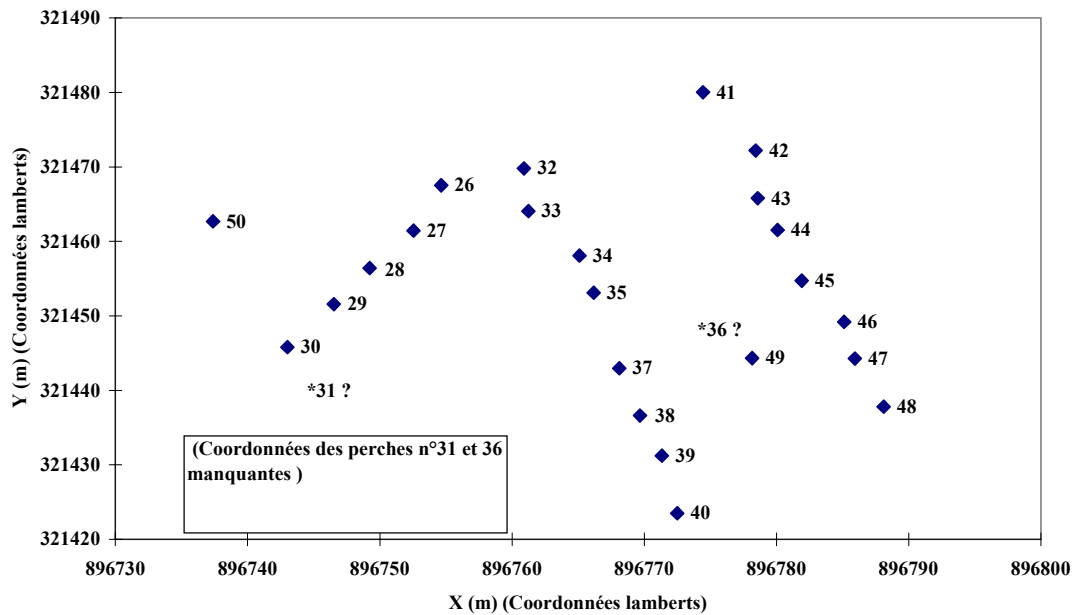


Figure 19 : coordonnées des perches à neige, site de La Fare
Col du Lac Blanc - Alpe d'Huez - Hiver 1998-99.

Le second site test, le site de La Muzelle, est situé dans une zone d'érosion/accumulation à proximité immédiate du Col du Lac Blanc. Sur cette zone d'érosion et dans la direction du vent dominant ont été implantés :

- 25 perches à neige disposées selon un maillage régulier sur une zone de 50 m par 50 m ainsi que sur un profil de 160m de long (figure 20).
- Six capteurs de transport installés sur des perches à neige et reliés à une centrale de mesures (figure 21). Les couples (perche à neige, capteurs) ont été disposés dans le sens de l'écoulement (vent dominant) et sur une longueur de 160 m.
- Un ensemble anémomètre - girouette de mesure du vent. Les valeurs sont intégrées sur 1 seconde.

Les centrales de mesures sont programmées pour enregistrer les données toutes les 15 minutes (valeurs minimale, maximale et moyenne) pour des données intégrées sur une seconde.



Photographie 10 : Quadrillage de perches sur le site de La Muzelle.



Photographie 11 : Profil de perche sur le site de La Muzelle.

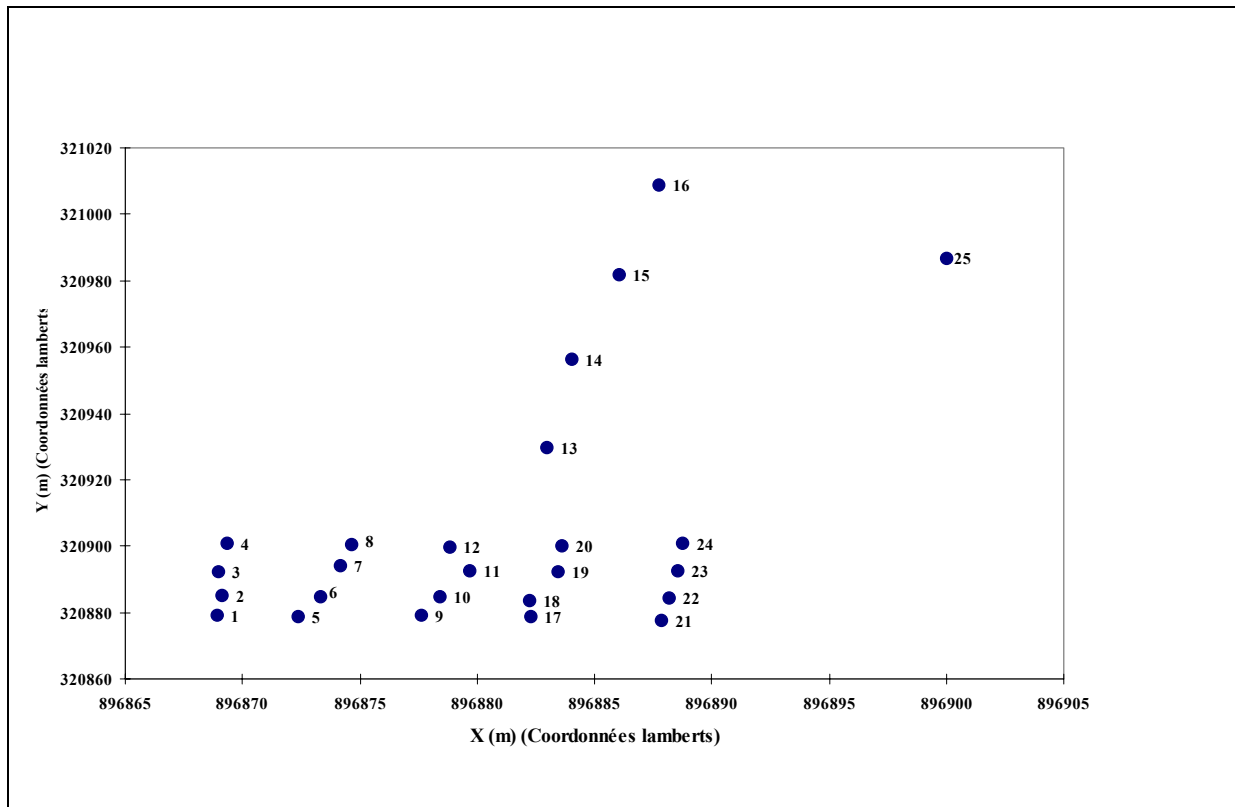


Figure 20 : coordonnées des perches à neige, site de La Muzelle, Hiver 1998-99.

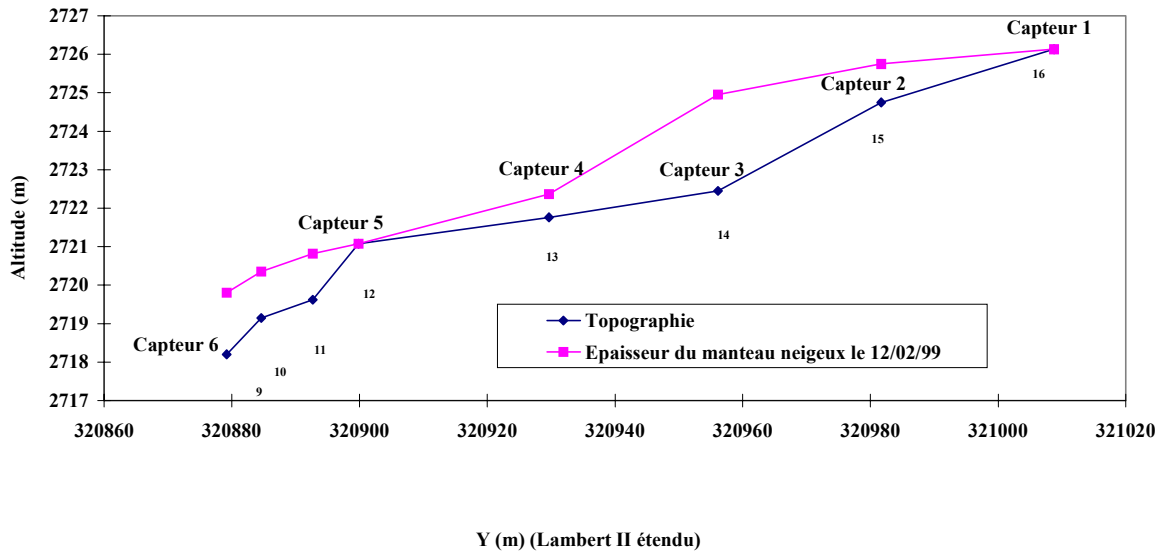


Figure 21 : localisation des capteurs acoustiques le long du profil de perches 9 à 16.

Les hauteurs de neige sur les perches ont été relevées régulièrement au cours des différents hivers, une fois par semaine en moyenne et dans la mesure du possible juste avant et juste après les épisodes de transport. (figure 22).

Une vingtaine de sondages par battages et profils stratigraphiques du manteau neigeux ont été effectués, à proximité des zones instrumentées. Ces mesures ont détaillé plus particulièrement les couches supérieures de la neige. De plus, des mesures mécaniques (résistance au cisaillement, densité de la neige, etc.) ont complété la caractérisation morphologique des types de neige susceptibles d'être déplacés ou ayant déjà subi un épisode de transport.

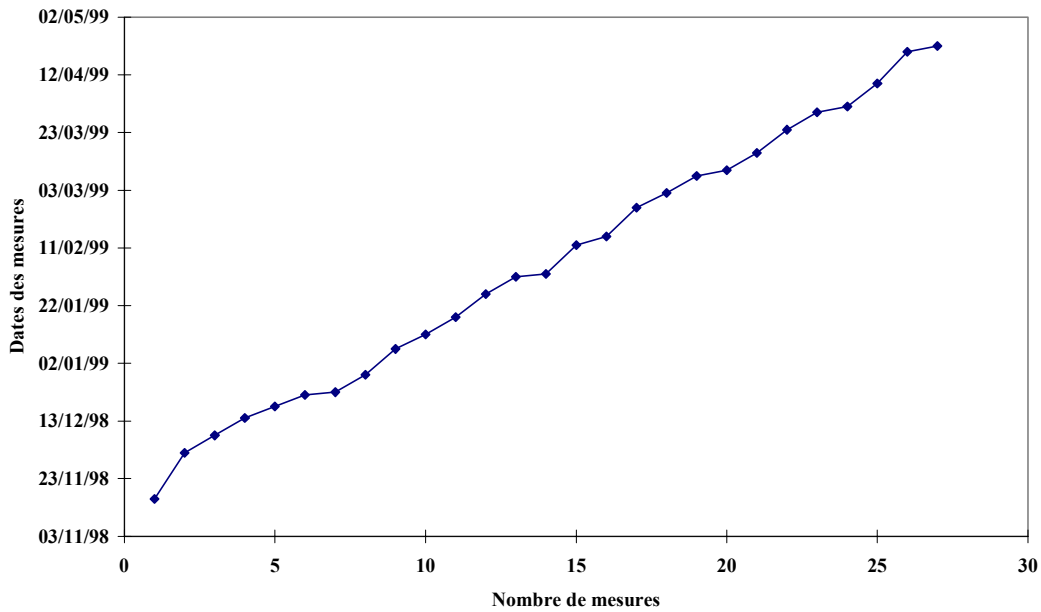


Figure 22 : régularité des mesures de hauteur de neige,
Col du Lac Blanc - Alpe d'Huez - Hiver 1998 - 99

1.3.3.3 Hiver 2000-01

Les stations météorologiques fournissant les données de vent, les précipitations ainsi que la température ont été conservées. Par contre, concernant les profils de perche, seul deux profils ont été gardés sur le site de La Fare tandis que sur le site de La Muzelle, le maillage régulier était supprimé au profit d'un long profil de perches (figure 23).

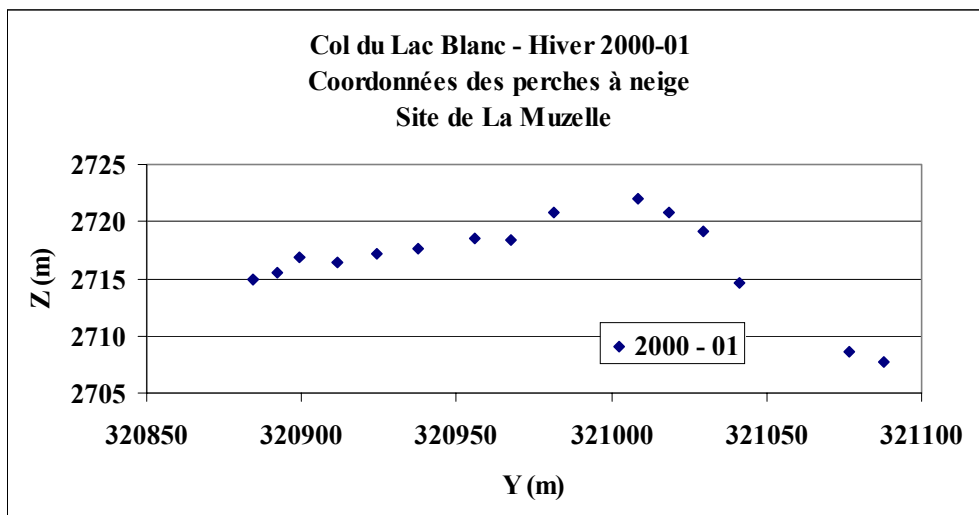


Figure 23 : site de la Muzelle, coordonnées des perches à neige, Hiver 2000-01.

La campagne de mesure 2000-01 au Col du Lac Blanc a produit peu de données de bonne qualité. En effet, cet hiver a certes été très riche en épisodes de transport, mais le matériel n'a pas toujours supporté les conditions climatiques redoutables. Ainsi, par deux fois les portes des centrales d'acquisitions ont été arrachées par le vent, et les centrales détériorées, donc les données perdues. De plus, 5 des 6 capteurs acoustiques installés sur le site de la Muzelle ont été détruits par la foudre, et une partie des perches à neige ont été enfouies dès le début de saison, sous plus de 6 m de neige. A cela s'ajoutent également des problèmes de logistique, puisque le chalet servant d'abris au Col du Lac Blanc a également été régulièrement enfoui sous la neige (photographie 12 et 13). Enfin, les expérimentations au Japon en mars et avril 2001 ont nécessité l'utilisation du dernier capteur acoustique en état de marche qui a donc été désinstallé du site expérimental.



Photographie 12 : Chalet du Lac Blanc enfoui sous la neige.



Photographie 13 : déneigement du chalet du Col du Lac Blanc durant l'hiver 2000-01

1.3.3.4 Hiver 2001 - 2002

Pour cette campagne de mesures, seul le long profil du site de La Muzelle a été conservé, avec un total de 18 perches. Malheureusement, un problème de manque de neige en début de saison nous a empêchés d'obtenir des données correctes pour les hauteurs de neige sur les perches. En effet, la SATA, société qui gère les pistes de l'Alpe d'Huez a décidé de faire passer une piste au milieu de notre site expérimental et de notre réseau de perche, car c'était le

seul lieu enneigé pour permettre une jonction entre le haut du domaine (Pic Blanc) et le bas (photographie 14). Nos données de hauteurs de neige ont été alors totalement inexploitable (présence de tas de neige perturbant le relief au milieu du réseau de perches, passage de dameuses tassant le manteau neigeux, ...).

Par contre, nous avons profité de cette dernière saison pour réaliser des acquisitions au pas de une seconde sur la centrale de La Muzelle (détecteur acoustique et anémomètre girouette).



Photographie 14 : piste de ski et surfeur au milieu du site expérimental !

1.4. La soufflerie du Cemagref

1.4.1. Présentation

La division Nivologie du Cemagref de Grenoble dispose d'une soufflerie conçue pour supporter le transport de particules. En circuit fermé et d'une longueur totale de 13 m, elle possède une veine d'étude (figure 24) de 4,5 m de long pour une section de 1 m sur 0,5 m.

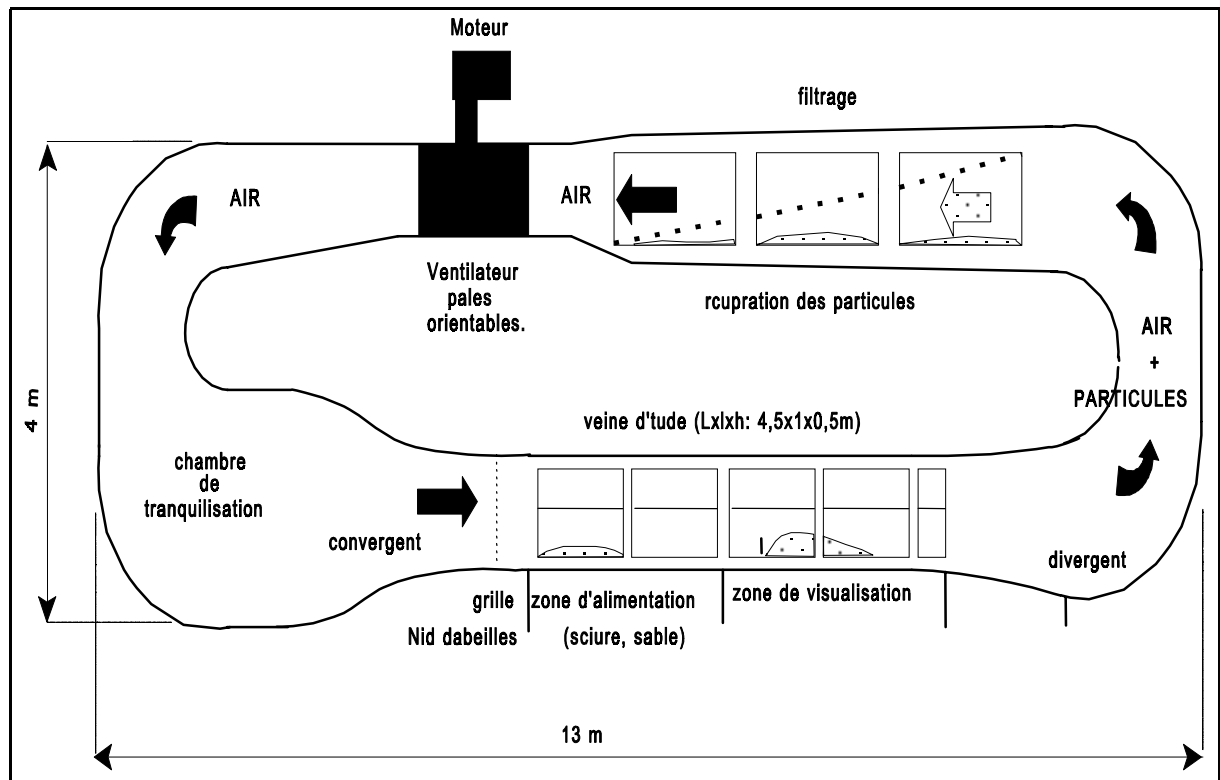


Figure 24 : soufflerie du Cemagref.

1.4.2. Caractéristiques d'utilisation

La vitesse maximale du vent dans la soufflerie lors de nos expériences était de 12 m.s^{-1} . Les particules étaient déposées de façon uniforme dans la zone d'alimentation et étaient reprises par le flux d'air. Les particules qui ne se déposaient pas dans la zone d'étude étaient stoppées par des filtres dans la partie supérieure de la soufflerie, lorsque la gravité n'était pas suffisante pour engendrer leur dépôt dans le divergent.

1.4.3. Instrumentation utilisée

Pour les expériences réalisées, nous avons utilisé le détecteur acoustique de transport de particules. Celui-ci est décrit plus précisément dans la partie qui lui est consacrée. Nous avons également travaillé avec un capteur mécanique de transport de particules. Il se compose d'une armature métallique à laquelle est attaché un filet en nylon permettant de piéger les particules et de mesurer ainsi le flux de particules transportées lors d'une expérience (photographie 15).



Photographie 15 : filet et capteur acoustique de particules.

1.4.4. Types de particules utilisées

Cette soufflerie n'est pas climatique, par conséquent la température est la température ambiante, et les particules utilisées ne sont pas des grains de neige mais des particules sèches. Lors de nos expériences, nous avons utilisé des particules de PVC et de sable de deux granulométries différentes (S24 : 50–250 μm , et HN38 : 40-315 μm), ainsi que de la sciure.

1.4.5. Expériences réalisées

L'objectif de ces expériences était de comparer le signal reçu par le capteur acoustique lors d'un épisode de transport et le flux de particules transportées déterminé à partir du capteur mécanique de particules (le filet), pour les différents types de particules.

1.5 La soufflerie climatique Jules Vernes du CSTB

1.5.1 Présentation

En septembre 1999, nous avons réalisé deux semaines d'expériences dans la soufflerie climatique Jules Vernes du CSTB (figure 25). Celle-ci a été conçue pour réaliser des essais en vraie grandeur concernant en particulier le comportement des structures soumises au vent et à différents paramètres climatiques : température, neige, pluie, givre, soleil. La veine thermique de cette soufflerie permet de recréer des ambiances chaudes (jusque 50°C), et froide (jusque -25°C), du givre, des chutes de neige, ainsi que du transport de neige par le vent. Ses dimensions importantes (22 m de long, 10 m de large et 7 m de haut) permettent des essais à grande échelle, voir à taille réelle.

Ces expériences se sont déroulées dans le cadre d'un projet européen Joint Research Program on Blowing Snow, en partenariat avec le CEN de Météo France, l'IMO (Islande), le NTNU (Norvège), ainsi que l'IFENA (Suisse).

L'intérêt d'un tel dispositif est multiple. Il permet de contrôler les paramètres d'entrée et de réaliser un grand nombre d'expériences en une durée limitée. De plus, ces essais peuvent être réalisés en grandeur quasi-réelle et en utilisant un matériau proche de la neige trouvée in situ (neige artificielle).

Cependant on note également un inconvénient important de ce dispositif : son coût, puisque la location journalière de la veine d'essai est de 10 000 euros.

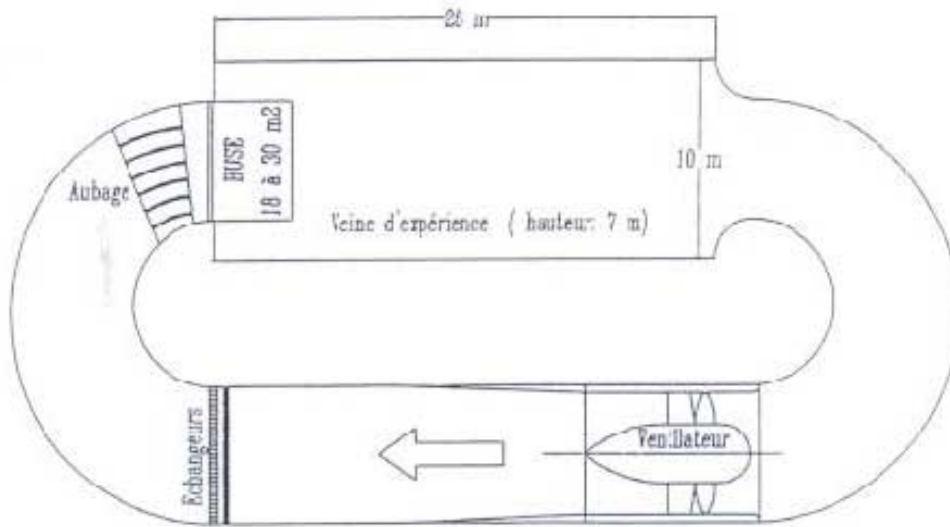


Figure 25 : veine thermique de la soufflerie climatique Jules Vernes du CSTB.

1.5.2 Caractéristiques d'utilisation de la veine thermique

Les grandes caractéristiques liés au fonctionnement de la soufflerie pendant la période d'essais sont les suivantes :

- Température de -15°C à -25°C ,
- Plage de vent de 0 à $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, régulier ou en rafales,
- Enneigement à l'aide de canons à neige,
- Utilisation d'une neige sèche (sans eau liquide).

Par ailleurs nous avons restreint la surface utile au sol à 20 m de long sur 3 m de large, en raison de problèmes liés aux effets de paroi et également du manque d'homogénéité du manteau neigeux. Enfin, il faut noter qu'à partir d'une certaine vitesse de vent, nous avons été confrontés à des problèmes de recirculation de la neige dans la soufflerie.

1.5.3 Instrumentation utilisée

La veine d'essai a été équipée de six mâts de mesure comportant chacun un capteur acoustique de transport de neige par le vent, ainsi que six capteurs mécaniques types « filets à papillons » (photographie 16). Ce sont en fait des filets avec une armature métallique de $15 \times 2\text{ cm}$ à laquelle est attaché un sac en Nylon. Durant un épisode de transport, la neige transportée se retrouve piégée dans ces filets, alors que l'air peut passer. Trois de ces mâts étaient surmontés d'un anémomètre Young. Une série de trois anémomètres Unidata complétait une des perches de mesures. Ceux-ci ont pour but de donner des informations sur le profil

logarithmique de la couche limite atmosphérique simulée. Un des mâts comportait également une sonde platine pour la mesure de la température.



Photographie 16 : instrumentation dans la soufflerie Jules Vernes.

1.5.4 Type de neige utilisée

La neige utilisée dans ces expériences était de la neige artificielle produite à l'aide de deux canons à neige. Elle n'était pas dendritique, mais consistait en des billes de glace de diamètre compris entre 100 et 500 μm . Malgré les températures froides dans la soufflerie (entre -10°C et -20°C), la neige acquerrait rapidement de la cohésion par frittage (formation de ponts de glace entre les grains) en raison de la présence d'un taux d'humidité important dans l'air. Ceci explique la variation de la vitesse seuil d'érosion en fonction du temps lors de nos expériences.

1.5.5 Expériences réalisées

La première semaine d'expériences avait pour but l'étude physique du transport de la neige par le vent. Nous avons donc réalisé des expériences sur l'effet des instationnarités de l'écoulement sur le transport, sur la détermination des vitesses seuils d'érosion et de dépôt, ainsi que sur des tests préliminaires d'étalonnage de notre capteur acoustique de transport de la neige par le vent (photographie 17).



Photographie 17 : première semaine d'expérience au CSTB.



Photographie 18 : déneigement de la veine d'étude, ... à la pelle !

La seconde semaine d'expériences a été axée sur l'étude de la formation de dépôts autour d'une barrière à neige sur une pente, en fonction de la vitesse du vent, du type de vent (stationnaire ou en rafale), de l'inclinaison de la pente, et du type de barrière (photographies 18 et 19). Ces études qui sont plutôt du domaine de l'ingénierie ne sont pas présentées directement dans cette thèse. Elles ont fait l'objet d'une publication que l'on trouvera en annexe de la thèse (Naaim-Bouvet et al., 2001).



Photographie 19: maquette de la pente.



Photographie 20 : dépôt autour d'une barrière.

1.6 Le Cryospheric Environment Simulator (C.E.S.), Shinjo, Japon

1.6.1 Présentation

Le Shinjo Branch of Snow and Ice Studies est une division du National Institute for Earth Science and Disaster Prevention Science and Technology Agency au Japon. J'ai été invité pour une durée d'un mois dans ce laboratoire, afin de poser la première pierre d'une collaboration avec la division ETNA du Cemagref.

Le Shinjo Branch of Snow and Ice Studies possède un Cryospheric Environment Simulator qui est une grande chambre froide munie d'une soufflerie et d'une table expérimentale permettant de réaliser des expériences sur les différents phénomènes liés aux problèmes de neige et de glace, en particulier le transport de la neige par le vent (figure 26 et photographie 21).

Les dimensions de la soufflerie du C.E.S. sont moindres que celles de la soufflerie Jules Vernes du CSTB (1*1*14 m), mais comme nous le verrons ultérieurement, elle présente d'autres avantages. En particulier, la variété des types de grains de neige utilisables et le bon contrôle de l'écoulement en font une soufflerie plus adaptée à l'étude fine des processus physiques.

1.6.2 Caractéristiques d'utilisation de la veine d'étude

Les grandes caractéristiques liées au fonctionnement de la soufflerie pendant la période d'essai sont les suivantes :

- Température de -15°C ,
- Vents de 0 à $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, réguliers ou en rafales,
- Utilisation de deux types de neige différents.

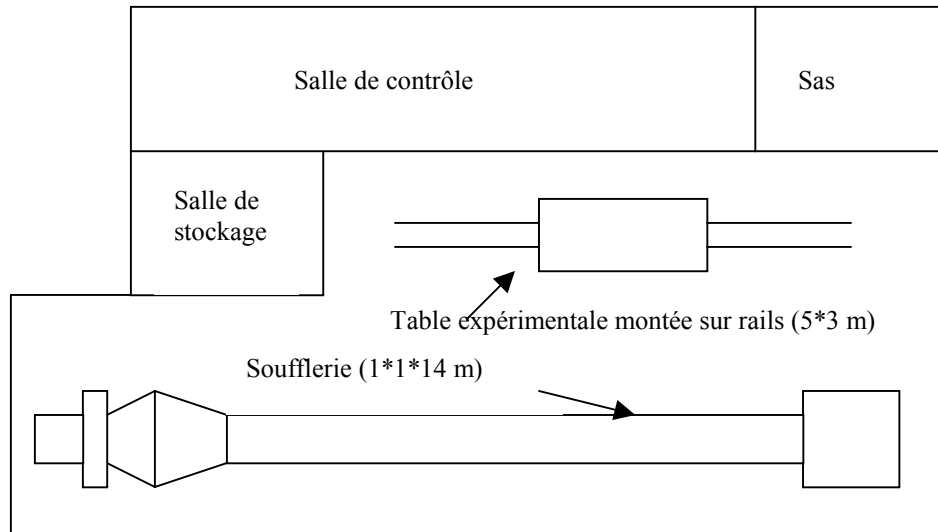


Figure 26 : schéma de la soufflerie et des équipements principaux du C.E.S.



Photographie 21 : veine d'essai de la soufflerie de Shinjo.



Photographie 22 : salle des commandes de la soufflerie de Shinjo.

1.6.3 Types de neige utilisés

Deux types de neige ont été utilisés durant ces expériences :

- Une neige dite de référence, appelée vieille neige (vieille neige) (photographie 23). Sa taille moyenne est de l'ordre de 0.3 mm. Elle s'apparente à du grain fin.
- Une neige dite type A, possédant des dendrites, et produite artificiellement (photographie 24).



Photographie 23 : vieille neige.



Photographie 24 : neige type A.

Dans cette soufflerie l'alimentation en neige peut être simulée de la manière suivante :

On remplit de neige une boîte de dimensions 0.7*0.3*1m. Pour cela, il est nécessaire de tamiser de la neige (diamètre du tamis : 1 mm pour la vieille neige et 5 mm pour la neige type A) (photographie 25).



Photographie 25 : tamisage manuel de la neige.

La vieille neige est auparavant morcelée à l'aide d'une fraise à neige, tandis que la neige type A provient d'une chute de neige artificielle. La boîte est située sous la soufflerie, en entrée de veine. Sous cette boîte se trouve un système hydraulique qui permet de la faire monter à la vitesse désirée. La neige est donc soulevée jusqu'à ce qu'elle arrive au niveau du fond de la soufflerie. Là, une tige horizontale découpe la neige sortant de la boîte afin de lui permettre de s'éroder. La vitesse de montée de la boîte est étalonnée pour que le flux de neige soit à saturation pour le type de neige de référence (vieille neige).

Ce système a l'avantage de permettre l'obtention quasi instantanée de la saturation du flux de transport, alors que dans les souffleries classiques avec une couche de particules érodables en entrée de veine, il est difficile d'atteindre la saturation.

Par contre ce système a les inconvénients suivant :

- Tout d'abord il est nécessaire de bien connaître le lien entre vitesse de montée de la boîte et vitesse du vent. Cet étalonnage étant assez approximatif et réalisé pour un seul type de neige (vieille neige), nous avons une incertitude concernant le fait d'être ou pas à saturation.
- De plus, nous avons été confrontés à un autre problème : la taille de la boîte étant limitée, la durée de transport est également limitée. Cela ne pose pas trop de problèmes pour de faibles vitesses de vent de l'ordre de la vitesse d'érosion. Par contre pour des vitesses de vent importantes ou de fortes rafales, la boîte à neige se vide rapidement. Il s'avère alors nécessaire de recharger cette boîte durant l'expérience. Cela nécessite d'arrêter pendant 15 minutes la soufflerie durant l'expérience. Et durant cette pause, on peut s'interroger sur un risque de perturbation de la qualité de la neige déposée (formation de ponts de glace entre les grains ...) qui pourrait modifier l'aspect du dépôt.

1.6.4. Instrumentation utilisée

1.6.4.1 Le Snow Particle Counter (S.P.C.)

Afin de réaliser des profils de concentration, nous avons utilisé un S.P.C. Ce capteur détermine le diamètre des particules et leur nombre à partir de leurs ombres sur des semi-conducteurs photosensibles (Schmidt turbulent (1977)) (photographie 26). Les particules sont classées dans 32 sous classes en fonction de leur diamètre moyen. Le flux de masse est déterminé à partir du diamètre moyen des particules et de leur nombre. ($\text{g.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$). Le SPC utilisé est un SPC-S7 fabriqué par le Niigata Electric Co (D. Font (1999)).



Photographie 26 : le Snow Particle Counter.

1.6.4.2 Mesures de hauteurs de dépôt

Les mesures de hauteurs de dépôt sont réalisées à partir d'une diode laser qui évalue la distance entre elle-même et la surface de réflexion.

Les deux capteurs précédents, SPC et diode laser sont fixés dans la soufflerie à un bras mobile, qui peut se déplacer en 3D le long de la soufflerie. Les déplacements de ce bras peuvent être programmés à l'avance.

1.6.5. Expériences réalisées

Ces cinq semaines d'expériences au Japon avaient plusieurs objectifs. Tout d'abord, nous avons cherché à mesurer les vitesses de chute des particules de neige durant un épisode de transport, et à déterminer le nombre de Schmidt turbulent des particules. D'autre part, nous avons étudié l'influence de la nature de l'écoulement, stationnaire ou en rafales, ainsi que l'effet du type de grain de neige sur la formation du dépôt lors d'un épisode de transport.

Chapitre 2 :

Capteur acoustique de transport de neige par le vent

2.1 Introduction

Le flux de neige transportée est un paramètre clé pour déterminer la quantité de neige érodée lors d'un épisode de transport. Sa connaissance en temps réel est importante pour gérer les problèmes de viabilité hivernale (formation de congère sur les routes). De plus, ce flux est une entrée du modèle numérique de transport de neige par le vent développé au Cemagref. Sa connaissance est donc nécessaire pour pouvoir comparer les dépôts mesurés in situ et ceux modélisés numériquement.

En 1997, le seul capteur permettant de mesurer ce flux et disponible sur le marché était le SPC décrit au chapitre 1. Cependant, ce capteur ne permet de connaître le flux de particules transportées qu'à une hauteur donnée. C'est pourquoi, la division Etna du Cemagref a décidé de développer en collaboration avec la société Hydroemac (Font and others (1997)), un capteur acoustique de transport de neige par le vent, le driftophone. L'objectif est de mesurer le flux de neige transportée durant un épisode de transport.

Ce capteur se compose d'un microphone miniature, situé à la base d'un tube en aluminium de deux mètres de long (photographie 27). Le tube est disposé verticalement à la surface du manteau neigeux. Durant un épisode de transport de neige par le vent, les particules de neige transportées heurtent le tube. Le bruit produit par ces chocs est enregistré comme un signal électrique. Les basses fréquences liées au vent sont filtrées par un filtre passe haut de fréquence de coupure 10 kHz, après amplification du signal par 100. Le signal de sortie (tension en mV) indique donc s'il y a présence de transport ou pas (figure 27).



Photographie 27: le capteur acoustique de transport.

Jusqu'à présent, ce capteur fonctionnait simplement comme un détecteur de transport, c'est à dire qu'il permettait de savoir si oui ou non il y avait du transport de neige par le vent à un

instant donné. Par contre il ne permettait pas de connaître précisément le flux de neige transportée (figure 27).

Pour arriver à une utilisation pratique de ce capteur comme indicateur de flux, il s'est donc avéré nécessaire de l'étalonner. Cependant, s'il semble logique que le signal enregistré est une fonction du flux de particules, il est aussi envisageable que d'autres paramètres tels le type de particules, la vitesse du vent, les vibrations du capteur liées à son système de fixation, l'enfouissement du capteur ou encore la température aient une influence. C'est pourquoi nous avons réalisé une étude de sensibilité à partir d'une série d'expériences, à la fois in situ sur le site du Col du Lac Blanc, et dans les souffleries du Cemagref et du CSTB de Nantes.

Signalons toutefois que l'objectif de cette thèse n'est pas l'étalonnage du capteur acoustique, travail qui relève plutôt du domaine de l'électronique, du traitement du signal et de l'acoustique. Notre but était de dresser un bilan des paramètres pouvant influencer sur le signal, de donner, lorsque cela était possible, une estimation de leur effet, afin de déterminer une première loi liant le signal et le débit de neige transportée, et de définir les limites d'utilisation de ce capteur. Nous verrons dans les paragraphes qui suivent que des incidents techniques (panne de la chambre froide du Centre d'Etude de la Neige de Météo-France, destruction d'une partie de nos capteurs par la foudre), nous ont contraints à limiter nos objectifs.

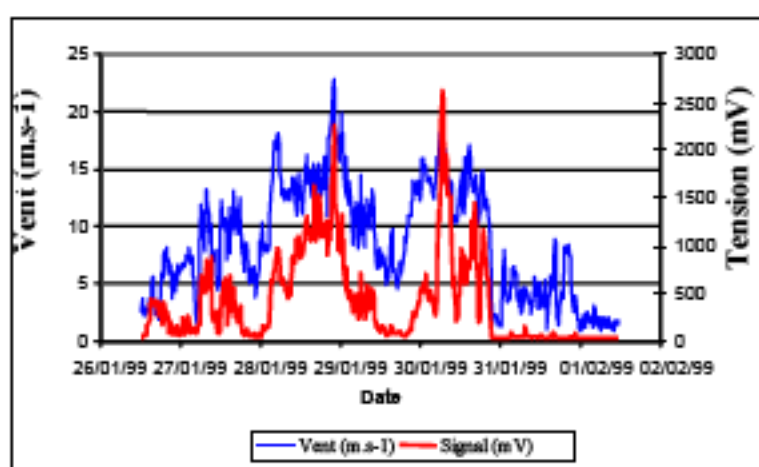


Figure 27 : exemple de détection d'un épisode de transport par le capteur acoustique sur le site du Col du Lac Blanc.

2.2 Détermination de l'effet du vent sur la mesure donnée par le capteur acoustique

2.2.1 Etude préliminaire à la soufflerie du Cemagref

Afin de déterminer le signal lié au vent sur le capteur acoustique de transport, nous avons commencé par réaliser une série d'expériences dans la soufflerie du Cemagref. Le principe a consisté à placer le capteur dans la soufflerie et à enregistrer le signal du capteur, en augmentant progressivement la vitesse du vent. Pour ces expériences nous n'avons pas placé

de particules dans la soufflerie. Les résultats obtenus montrent qu'à partir d'une certaine vitesse de vent, le signal augmente de manière significative (figure 28).

Cependant, la soufflerie du Cemagref ne nous permettait ni de réaliser des expériences avec des vents supérieurs à 13 m.s^{-1} , ni de simuler des rafales de vent. C'est pourquoi nous avons poursuivi ces expériences dans la soufflerie climatique du CSTB de Nantes.

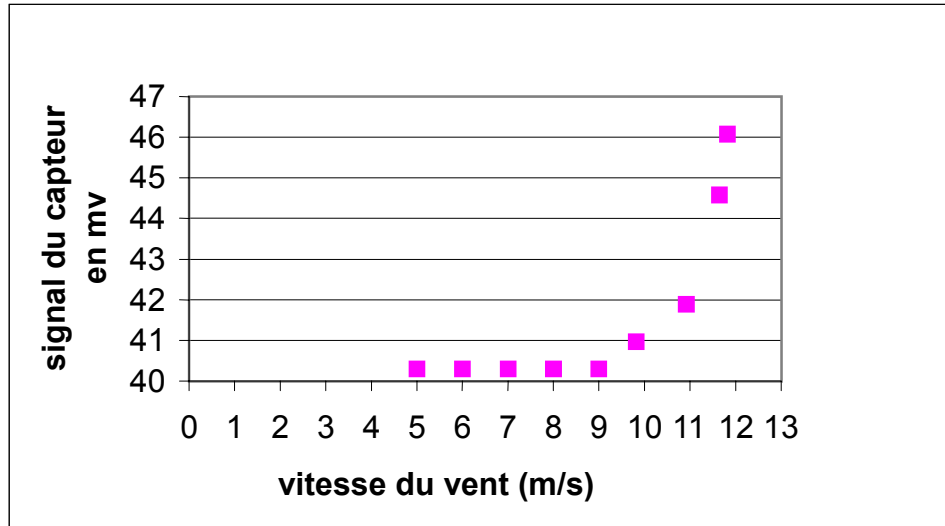


Figure 28 : signal lié au vent sur le capteur dans la soufflerie du Cemagref. (Siaud, 1999), (Conducci, 2002).

2.2.2 Etude à la soufflerie climatique du CSTB

Une partie des expériences réalisées dans la soufflerie climatique Jules Vernes du CSTB en septembre 1999 avait pour objectif d'initier l'étalonnage du capteur acoustique, et en particulier de déterminer le signal lié au vent sur le capteur.

Dans cette optique nous avons réalisé deux types d'expériences sans neige :

La première a consisté à accroître régulièrement le vent de 3 à 23 m.s^{-1} , tout en enregistrant le signal lié au vent sur six capteurs de transport fixés dans la soufflerie (figure 29). La seconde expérience était similaire, sauf que le vent ne soufflait pas régulièrement mais en rafales. Les rafales avaient une vitesse moyenne de 10 puis 20 m.s^{-1} , avec une amplitude de 2.5 m.s^{-1} (figure 30).

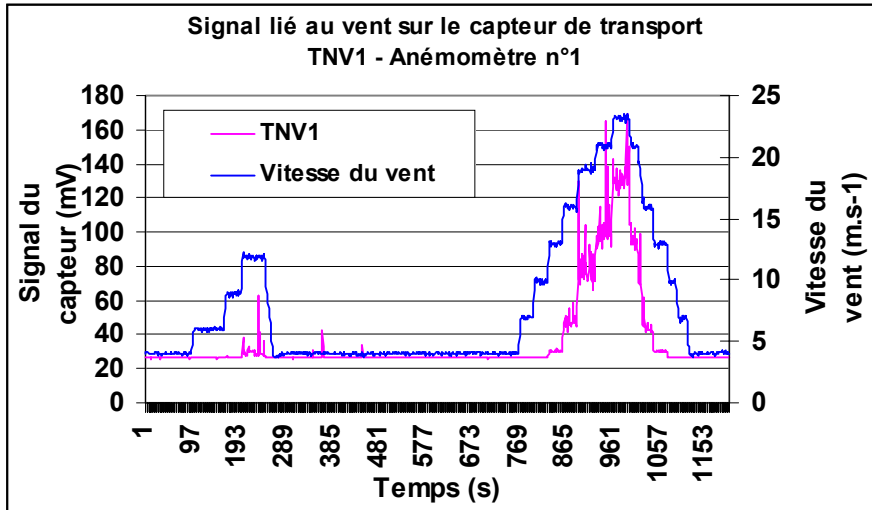


Figure 29: étude du signal lié au vent sur le capteur acoustique de transport, en soufflerie. Cas d'une hausse de vitesse progressive du vent.

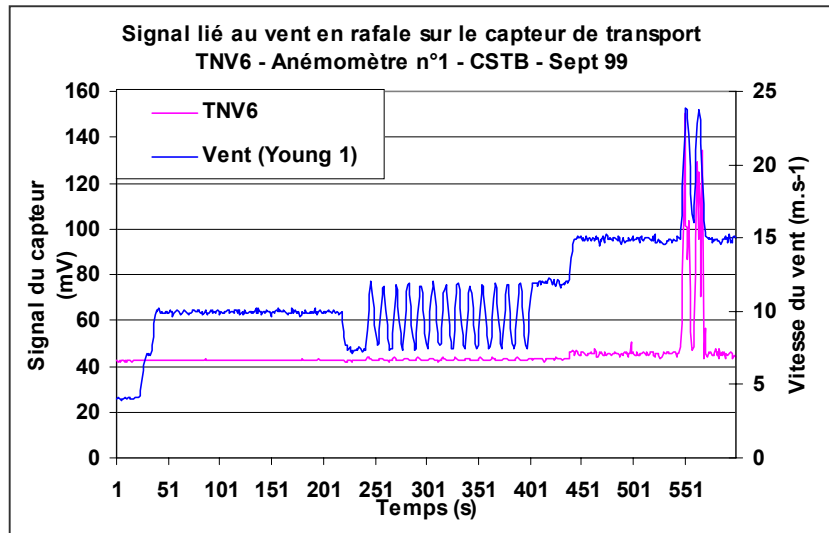


Figure 30 : étude du signal lié au vent sur le capteur acoustique de transport, en soufflerie. Cas d'un vent soufflant en rafales.

Avant de traiter les données, il s'est avéré nécessaire d'éliminer les bruits parasites liés à la soufflerie (ventilateurs, vibrations, moteur, ...). Nous avons donc lissé les données en les moyennant sur une minute, alors qu'elles étaient initialement enregistrées toutes les secondes. Les deux expériences ont donné des résultats similaires (figure 31) :

- Un vent inférieur à 8 m.s⁻¹ ne produit pas de signal significatif sur le capteur,
- Pour un vent supérieur à 8 m.s⁻¹, le signal lié au vent sur le capteur peut être paramétré par une fonction linéaire de la vitesse, en première approximation :

$$S_{wind} = 15V_{wind} - 121 \quad (R^2 = 0.7) \quad (Eq.53)$$

où,

S_{wind} est le signal produit par le vent,

V_{wind} est la vitesse du vent.

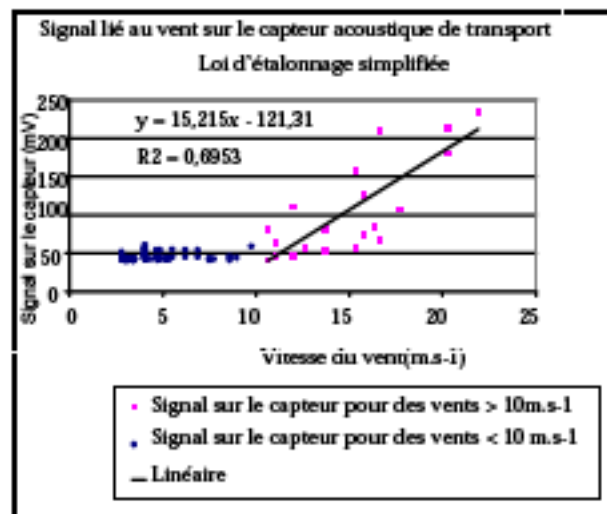


Figure 31 : effet du vent sur le capteur acoustique de transport.

Cette loi fonctionne avec une plage d'incertitudes de 20 à 80 %, en fonction de la vitesse du vent. Ces erreurs peuvent sembler importantes a priori, mais le bruit du vent sur le capteur reste faible par rapport à la valeur du signal lors d'un épisode de transport de neige par le vent (figure 32). Par conséquent une incertitude, même de l'ordre de 100 % sur le bruit du vent sur le capteur, n'influe que très peu sur le signal global durant une période de transport.

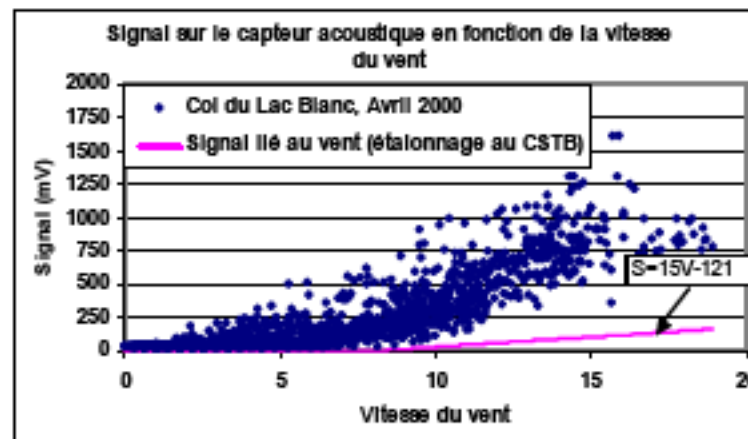


Figure 32 : comparaison du signal brut du capteur acoustique en fonction du vent, avec le signal propre au vent.

2.2.3 Etude in situ

Nous souhaitons confirmer le résultat de nos expériences en soufflerie concernant le signal lié au vent sur le capteur de transport, et avoir également la certitude que le signal enregistré à partir de 10 m.s^{-1} ne provenait pas d'une source parasite, telle que le moteur de la soufflerie

ou les vibrations induites sur la structure de la soufflerie. C'est pourquoi nous avons laissé durant l'été 2000 sur le site du Col du Lac Blanc un capteur acoustique de transport couplé à un anémomètre. Notre objectif était d'enregistrer in situ le signal lié seulement au vent sur le capteur, c'est à dire sans transport de neige durant les épisodes ventés. Le fait que notre site expérimental soit en général déneigé en été nous a permis de mener à bien cette expérience. Les données ainsi obtenues ont été analysées après avoir supprimé celles correspondant à des épisodes de précipitations neigeuses ou pluvieuses, obtenues à partir du poste nivo-météorologique le plus proche (Huez 1860). Nous avons également supprimé pour chaque épisode de précipitations, les 24h précédant l'épisode et les 24h le suivant, afin d'éviter des données erronées liées à un effet de site qui pourrait éventuellement produire des précipitations en marge de celles observées par le poste nivo-météorologique. Cette analyse a permis de déterminer quel est l'effet du vent sur le capteur in situ.

Les résultats obtenus (figure 33 et 34) sont très similaires à ceux de nos expériences dans les souffleries du CSTB et du Cemagref, avec un bruit lié au vent presque inexistant pour un vent inférieur à 10 m.s⁻¹; puis de nouveau le bruit s'accroît tout en restant relativement faible par rapport au signal lié au transport de la neige par le vent, pour un vent de vitesse supérieure à 10 m.s⁻¹.

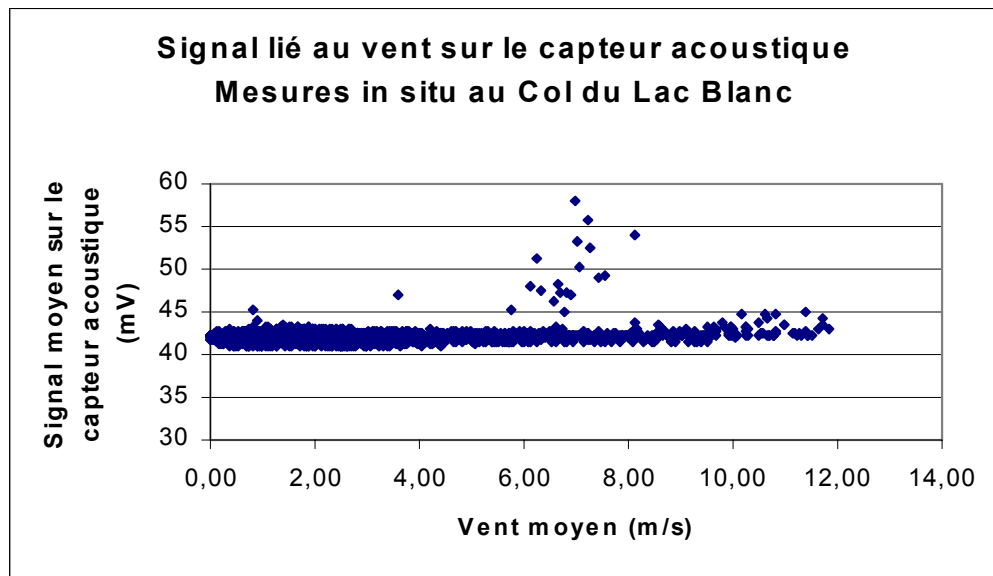


Figure 33 : signal moyen lié au vent moyen sur le capteur acoustique, mesures in situ au Col du Lac Blanc.

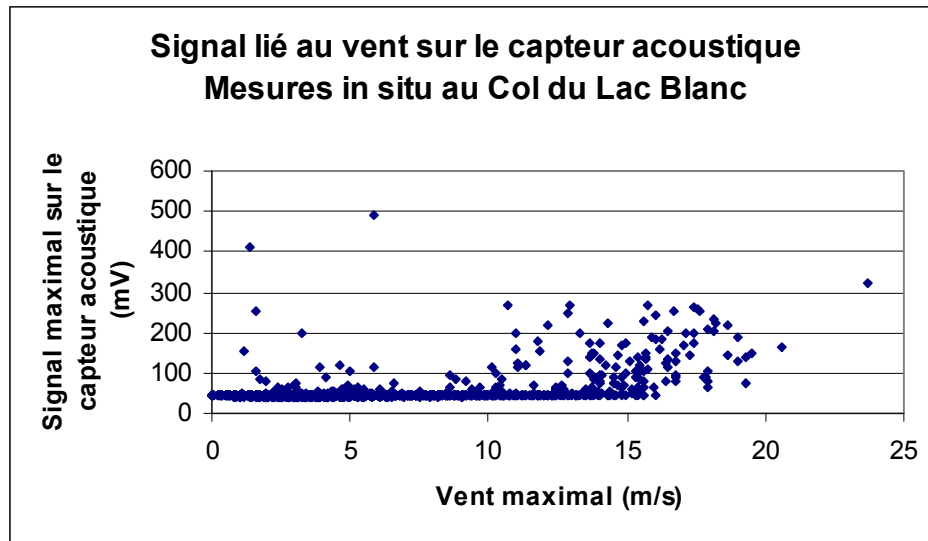


Figure 34 : signal maximal lié au vent maximal sur le capteur acoustique, mesures in situ sur le site du Col du Lac blanc.

2.3 Calibrage du capteur : relation signal-débit

2.3.1. Etude préliminaire à la soufflerie du Cemagref

L'objectif de l'étalonnage du capteur acoustique est de trouver une relation liant signal sur le capteur et débit de neige transportée. Nous avons donc réalisé une série d'expériences préliminaires dans la soufflerie du Cemagref, afin de comparer le signal moyen enregistré sur le capteur avec le flux de masse moyen durant l'expérience.

Le principe était le suivant : un volume constant de particules (tableau 1) était déposé sur le sol de la soufflerie, à 100 cm du capteur acoustique et d'un capteur mécanique de transport (filet à papillon, cf. chapitre 1). Ensuite, la soufflerie était mise en marche pour avoir une circulation d'air à une vitesse de vent fixée. Les données du capteur acoustique étaient moyennées sur la durée de l'expérience, et les particules piégées dans le filet étaient pesées. Nous pouvions ainsi calculer le flux de particules transportées par mètre linéaire, et corrélérer le signal avec le flux.

Type de particule	Densité Kg/m ³	Granulométrie en micromètre
PVC	1410	115
HN 38	2650	40 - 315
S 24	2650	50 - 250

Tableau 1 : particules utilisées lors des expériences.

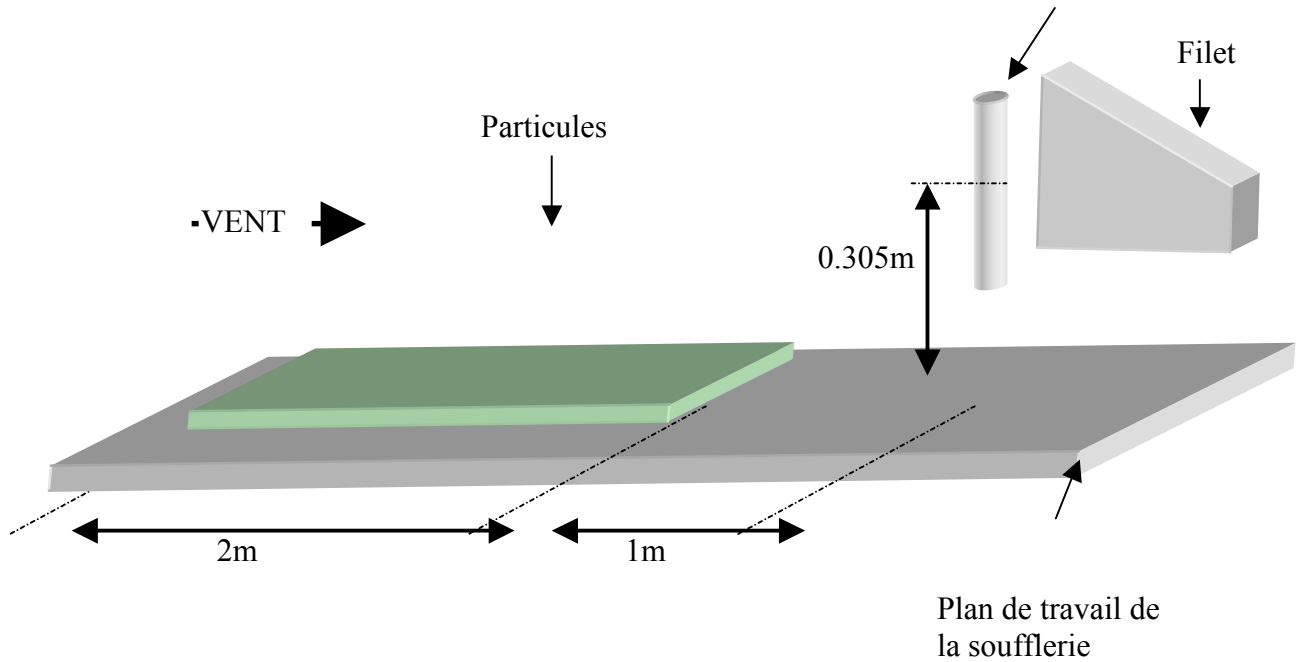


Figure 35 : schéma du protocole expérimental.

A travers ces expériences, nous avons mis en évidence la proportionnalité qui existe entre le signal sur le capteur acoustique et le flux de particules transportées (figure 36). Ces premiers résultats mettant en évidence une loi simple entre flux et signal pour un type de particules nous ont encouragés à poursuivre l'étalonnage du capteur pour des particules de neige.

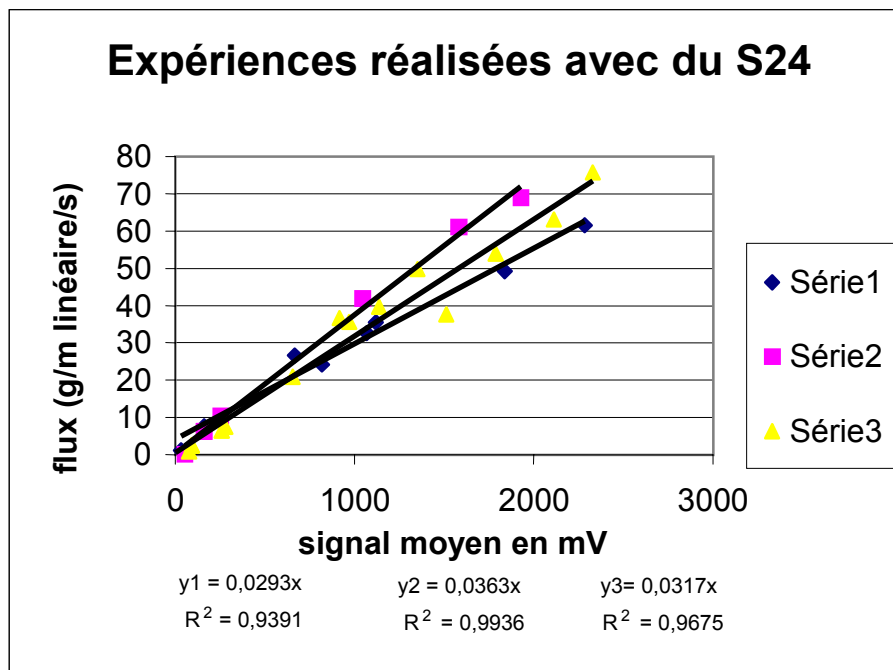


Figure 36 : relation entre le signal sur le capteur acoustique et le flux de particules.

2.3.2. Relation signal-débit pour des particules de neige

Nous avons réalisé une série d'expériences dans la soufflerie climatique du CSTB, afin de corréler le signal enregistré sur le capteur acoustique et le flux de neige transportée. Pour ce faire, nous avons simulé des épisodes de transports dans la soufflerie climatique. Pour chaque essai, le signal sur le capteur acoustique était moyenné sur la durée de l'expérience (10 minutes environ). Le flux de masse était déterminé en utilisant des capteurs mécaniques «filets à papillons». Ces filets faisaient face à la direction prédominante du vent, et étaient fixés à différentes hauteurs sur une perche, proche des capteurs acoustiques. Nous avons obtenu le flux de neige transportée en intégrant la masse de neige pesée à chaque hauteur dans les filets.

Ces valeurs de flux ont été comparées avec le signal moyen sur le capteur de transport de neige par le vent pour chaque expérience, avec des vents réguliers ou soufflant en rafales.

Ces premiers résultats sont intéressants puisque, comme dans le cas des expériences avec des particules sèches, le signal sur le capteur acoustique est proportionnel au flux de neige transportée (figure 37).



Photographie 28 : capteurs mécaniques (filets à papillons) servant à mesurer les débits de neige transportée.

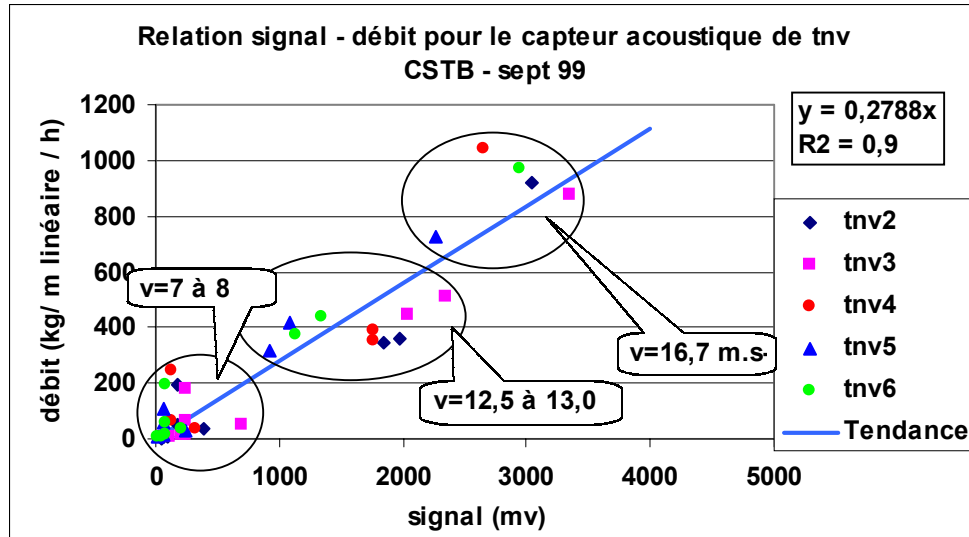


Figure 37 : relation entre le flux et le signal sur le capteur acoustique. Résultat préliminaire pour des expériences dans la soufflerie climatique du CSTB.

Ces expériences ont été reconduites in situ, sur le site expérimental du col du Lac Blanc. Toujours à l'aide des filets, nous avons mesuré le débit de neige transportée et comparé ces données au signal sur le capteur acoustique (figure 38). Là encore, nous retrouvons une relation linéaire. Par rapport à la loi d'étalonnage du CSTB, nous avons une différence de 20% dans l'expression du débit en fonction du signal sur le capteur. Cependant, sur le site, la situation était plus complexe qu'en soufflerie, et donc l'étalonnage moins rigoureux. En effet, nous n'avons fait que huit mesures in situ, dont quatre ont été réalisées pendant une chute de neige. De plus, ces mesures ont été réalisées sur deux journées distinctes, où les conditions climatiques n'étaient pas les mêmes, et les types de grains transportés différents.

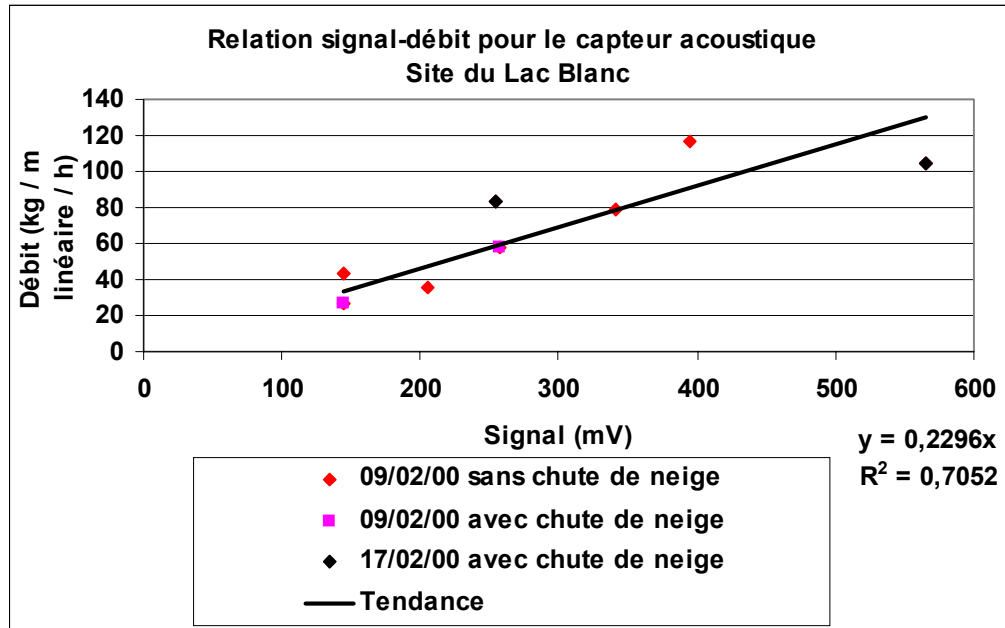


Figure 38 : relation entre le flux et le signal sur le capteur acoustique. Mesures in situ.

2.4. Influence du type de particules

2.4.1. Etude à la soufflerie du Cemagref

Dans des conditions in situ, plusieurs types de grains de neige sont susceptibles d'être transportés. Or, des expériences réalisées à la soufflerie du Cemagref avec différents types de matériaux (tableau 1 et figure 39) montrent que le type de particule a une influence sur l'amplitude du signal.

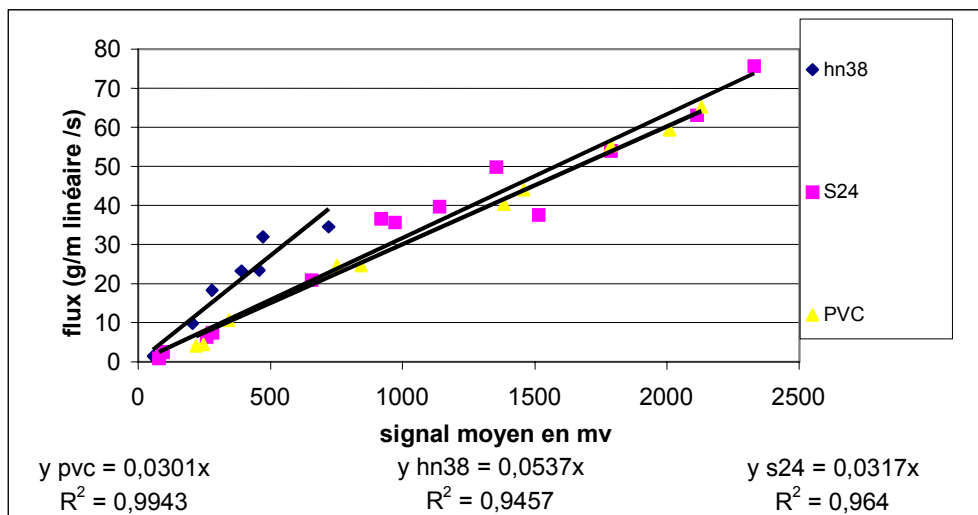


Figure 39 : influence des caractéristiques des particules (sèches) sur le signal enregistré.

2.4.2. Etude in situ

Cette influence du type de particules sur le signal du capteur acoustique se retrouve également in situ, pour des grains de neige. Sur la figure 40, nous avons tracé le signal enregistré par le capteur acoustique (signal moyenné toutes les 15 minutes en fonction de la vitesse du vent), pour différents épisodes de transport de neige par le vent au col du Lac Blanc, et donc pour différents types de neige. Afin de déterminer le type de neige présent lors de ces épisodes, nous avons utilisé les données du modèle SAFRAN (Durand et al. (1993)) - CROCUS (Brun et al. (1992)) au lieu d'effectuer des prélèvements de neige, car nous n'étions pas toujours sur notre site expérimental au moment des épisodes de transport de neige par le vent.

Le 4 mars 1999, nous avons observé un épisode de transport avec une chute de neige, ce qui se traduit par une dispersion importante des données (figure 40). Dans ce cas, le flux de masse était corrélé à la fois à la vitesse du vent et à l'intensité de la chute de neige, qui n'était pas constante. Cette dispersion des données a été observée à chaque fois, lors des épisodes de transport de neige par le vent avec chute de neige, durant l'hiver 98-99.

Les premières observations montrent que le signal créé par des grains fins sur le capteur est plus fort que celui généré par de la neige fraîche, ou par des faces planes (figure 40). Il s'avère donc nécessaire, pour étalonner le capteur, de faire des mesures de correspondance "signal-débit" pour chacun des types de grains de neige susceptibles d'être transportés.

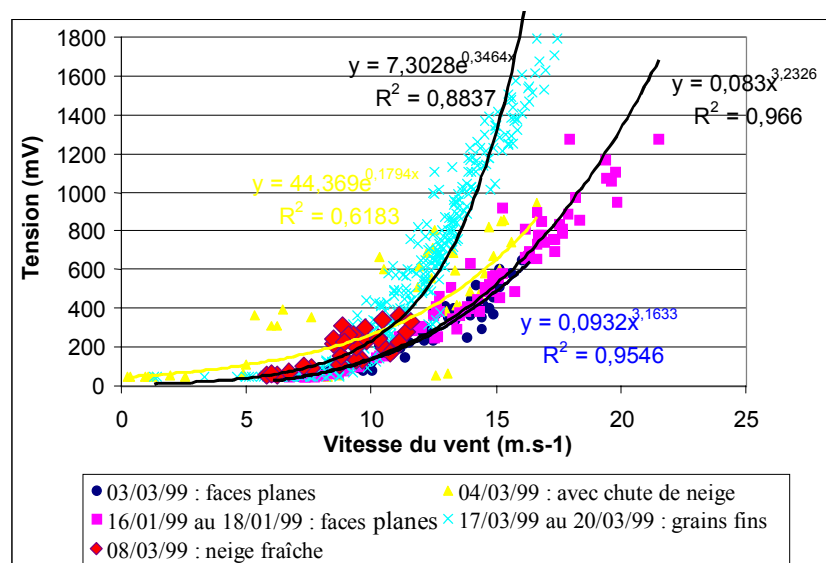


Figure 40 : signal du capteur acoustique n°5 (valeur moyenne sur 15 min), en fonction de la vitesse du vent (valeur moyenne sur 15 min), pour plusieurs épisodes de transport.

2.5 Effet de l'enfouissement du capteur sur le signal

Un autre paramètre pourrait cependant expliquer en partie la différence de signal sur le capteur acoustique observé sur la figure 40 : c'est l'effet d'un enfouissement partiel du capteur sous la neige durant un épisode de transport. En effet nous ne sommes pas toujours présent sur le site lors des épisodes de transport, et lors de fortes chutes de neige, ou lors d'épisodes de transport importants, il arrive que le tube du capteur acoustique soit

partiellement enfoui dans la neige. Ainsi, la figure 41 montre l'évolution temporelle de l'épaisseur du manteau neigeux au niveau du capteur n°5 durant le mois de mars 1999. L'augmentation de l'épaisseur de neige est due à des chutes de neige non ventées. La différence de signal pour des types de grains différents semblait plus faible pour un autre capteur où la variation de hauteur de neige sur le capteur acoustique était moins importante. Ces observations confirment le fait qu'un capteur de hauteur de neige devra accompagner le capteur de transport de neige par le vent, pour une utilisation opérationnelle de celui-ci. Nous pourrions ainsi corriger les données par rapport à la situation idéale (zone d'érosion sans risque d'enfouissement du capteur) pour laquelle le capteur est en cours d'étalonnage. Autrement, il faudra placer le capteur dans une zone d'érosion où le risque d'enfouissement est faible.

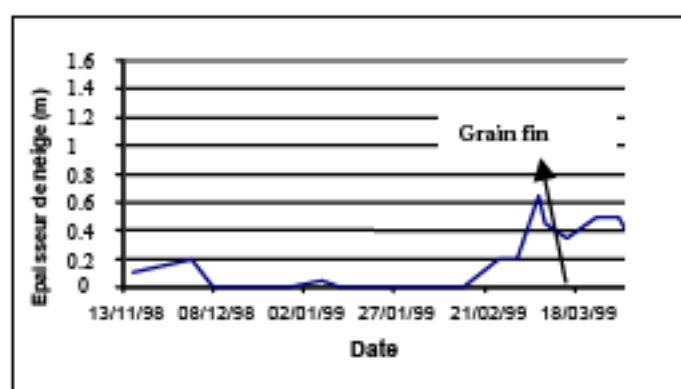


Figure 41 : évolution de l'épaisseur de la couche de neige autour du capteur n°5

Par ailleurs, une expérience réalisée en laboratoire confirme cette hypothèse puisqu'elle montre que le signal varie en fonction de la distance entre le micro situé dans le capteur et la zone d'impact des particules sur le capteur (Contucci (2002)). Cette expérience a consisté à verser du sable avec un débit constant sur le capteur à différentes distances du micro (figure 42). Nous avons ainsi cherché à nous rapprocher d'une situation in situ, avec le capteur partiellement enfoui et un phénomène de saltation non pas au niveau du micro, mais plus haut sur le tube, au dessus de la couche de neige recouvrant le capteur.

Cette variation semble pouvoir être importante dans le cas d'un enfouissement. Et l'on peut remarquer que le signal est maximal pour un enfouissement de l'ordre de 40 cm, ce qui correspond justement à l'épisode du 17-20 mars 1999 (figure 40 à 42).



Photographie 29 : protocole expérimental : débit constant de sable sur le capteur à différentes distances du micro (Conducci (2002)).

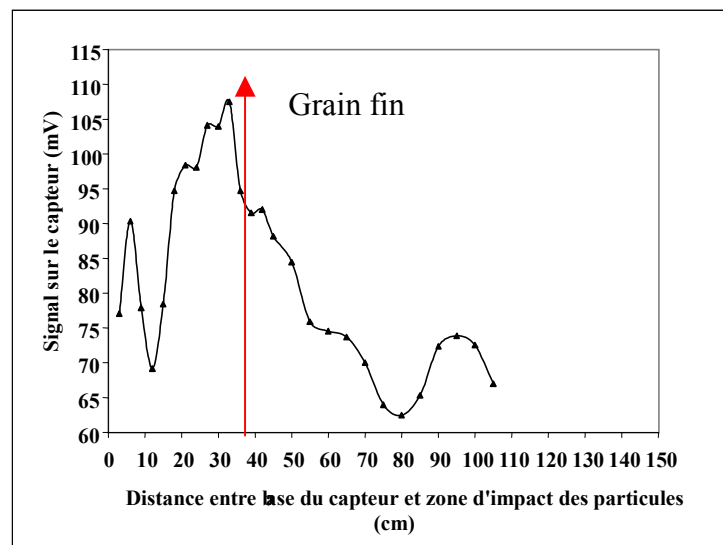


Figure 42 : effet sur le signal de la distance entre impact des particules et microphone (Conducci, 2002).

2.6 Analyse des signaux par vent faible

Nous avons également étudié le signal produit sur le capteur acoustique par vent faible (inférieur à $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). L'intérêt est de savoir si, lorsque l'on observe un signal sur le capteur acoustique, celui-ci est réellement lié à la présence d'un épisode de transport de neige par le vent, ou si ce n'est qu'une fausse alerte. Après analyse des données de l'hiver 1998-99, il s'avère que des signaux significatifs sur le capteur acoustique peuvent être produits par des chutes de neige faiblement ventées (figure 43).

Pour une utilisation opérationnelle, il est donc nécessaire de coupler le capteur acoustique de transport de neige par le vent avec un anémomètre girouette qui permettra de différencier une chute de neige peu ventée d'un véritable épisode de transport de neige par le vent, en fonction de la vitesse du vent.

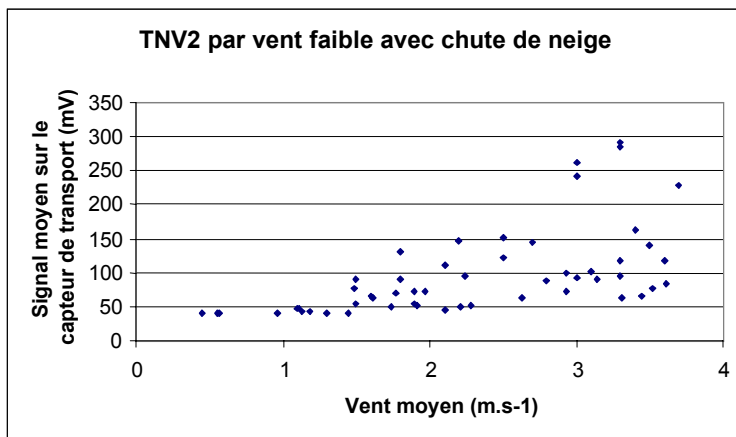


Figure 43 : signal sur le capteur acoustique de transport, par vent faible en présence de chute de neige.

2.7 Effet de la température

Le capteur acoustique peut fonctionner de -20°C à $+60^{\circ}\text{C}$ selon les normes du fabricant. Cependant on peut s'interroger sur le bon fonctionnement des composants électroniques à des températures froides.

Nous avons donc réalisé une expérience (Contucci (2002)) visant à étudier l'impact de la température sur le signal. Pour cela nous avons comparé pour un flux donné le signal généré par le capteur acoustique à deux températures différentes : une température ambiante de l'ordre de 10°C , et une température froide de -19°C . Cette seconde température a été obtenue en refroidissant le capteur dans un congélateur, puis en plaçant sa base dans une boîte remplie de neige carbonique. Ces deux expériences ont été réalisées dans la soufflerie sèche du Cemagref.

Nous obtenons (figure 44) une variation importante du signal en fonction de la température, qui peut atteindre 100 % dans le cas de notre expérience. Remarquons cependant que le capteur refroidi initialement à -19°C s'est réchauffé au cours de l'expérience pour atteindre -7°C à la fin de l'expérience. De plus, in situ, les épisodes de transport se produisent dans une plage de température plus réduite en un lieu donné. Par exemple au Col du Lac Blanc, la température varie de 0°C à -20°C au cours de l'hiver. Son effet sur le signal est donc probablement plus réduit que ce que nous avons mis en évidence.

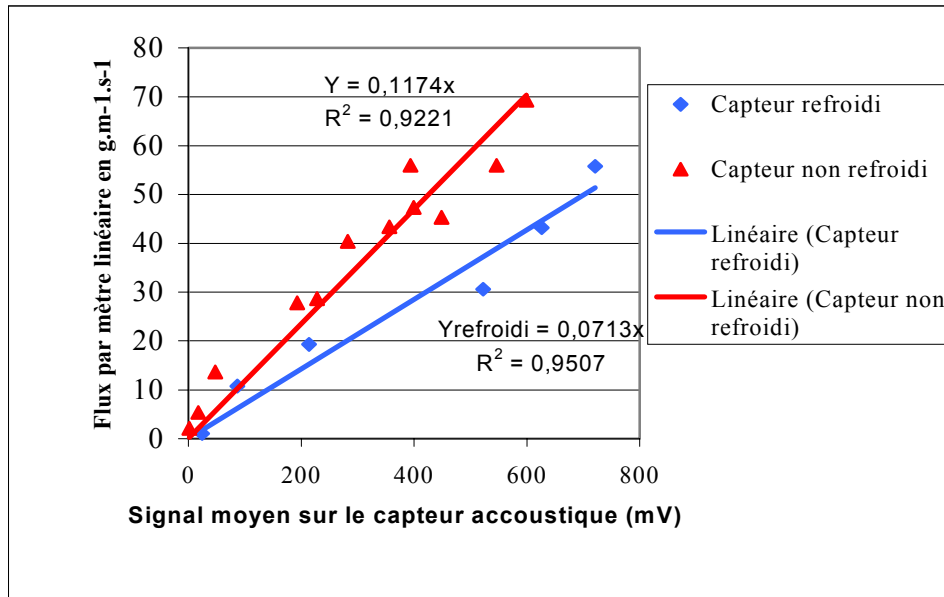


Figure 44 : influence de la température sur le signal du capteur acoustique

2.8 Conclusion de l'étalonnage du capteur acoustique

Durant cette thèse, nous avons débuté l'étalonnage du capteur acoustique et surtout nous en avons cerné les limites d'utilisation. Il est important de retenir que le signal enregistré est proportionnel au flux des particules et que le capteur doit être placé dans des zones d'érosion du fait de la modification du signal par enfouissement.

Il existe actuellement sur le marché un autre capteur acoustique développé par la société IAV Engineering, le capteur anémo-driftomètre Flowcapt. Il peut être constitué de plusieurs segments contenant chacun un micro. Ce principe résout le problème lié à l'enfouissement du capteur mais son étalonnage n'est pas effectué, notamment en ce qui concerne l'influence du type de particules (Lehning (2002)). L'affinage du calibrage devra donc se poursuivre dans les années à venir.

Chapitre 3

Création d'une base de données sur les épisodes de transport

3.1 Introduction

Le site expérimental développé au Col du Lac Blanc avait pour principal objectif de développer une base de données bien documentée sur les épisodes de transport de la neige par le vent, dans le but d'étudier les mécanismes du transport in situ et de valider le modèle numérique développé au Cemagref sur des données in situ. Dans cette partie nous allons présenter la méthode utilisée pour créer cette base de données, ainsi que les résultats obtenus.

3.2 Les données disponibles

Pour chaque épisode de transport, les données mesurées sont les suivantes :

- dates de début et de fin de l'épisode de transport,
- vent (direction et vitesse),
- précipitations,
- température,
- signal sur le détecteur acoustique de transport,
- épaisseur du manteau neigeux avant et après l'épisode sur les perches à neige.

3.3 Méthode de caractérisation des épisodes

Pour déterminer les épisodes de transport nous avons filtré les données de la manière suivante :

Tout d'abord, seules les données avec un signal sur le capteur acoustique de transport supérieur à 70 mV ont été conservées. En effet, nous avons vu dans la partie précédente qu'en dessous de ce seuil, il n'y a pas de transport de la neige par le vent (ou très peu). Le capteur de transport utilisé pour ce filtrage (capteur n°6) est en générale bien dégagé du manteau neigeux puisqu'il se situe dans une zone d'érosion. Nous n'avons donc pas de modification du signal sur le capteur lié à un possible enfouissement.

Ensuite, un second filtre a été appliqué aux données pour ne conserver que celles avec un vent moyen supérieur à 4 m.s^{-1} . Nous avons vu en effet qu'en dessous de ce seuil, il n'y a pas de transport de la neige par le vent. La vitesse du vent a été déterminée par l'anémomètre Young situé au sommet du pylône du site de La Muzelle, à dix mètres de haut, sauf dans les cas où il était hors service. Dans ces cas là nous avons exploité les données de l'anémomètre situé sur le site dit du Lac Blanc, avec un coefficient correctif moyen de 1.1 entre les deux anémomètres (la vitesse du vent sur l'anémomètre du site de la Muzelle est en moyenne 1.1 fois plus élevée que celle du site du Lac Blanc).

La présence ou non d'une chute de neige a été déterminée en exploitant les données de deux pluviomètres chauffants installés sur les pylônes des sites de La Muzelle et du Lac Blanc. Cependant, le fonctionnement plutôt incertain de ces capteurs comme détecteurs d'une chute de neige nécessite de se méfier avant d'affirmer qu'un épisode de transport a été accompagné d'une chute de neige ou pas. En effet, il arrive que le chauffage de ces capteurs soit défectueux. Or leur fonctionnement repose sur la mesure de l'équivalent en eau de la neige tombée dans le capteur, ce qui nécessite un chauffage pour faire fondre la neige. Lorsque le chauffage s'arrête, la neige s'accumule mais le capteur n'indique aucune précipitation. Et s'il

redémarre, on obtient une quantité importante de neige qui fond d'un coup, donc un pic de signal qui ne correspond pas à une précipitation réelle à ce moment là.

Enfin, nous n'avons conservé que les périodes de transport d'une durée supérieure à 5h afin d'avoir des quantités de neige transportées significatives.

3.4 Résultats

3.4.1 Exploitation des données

Nous avons présenté dans la partie décrivant le site expérimental du Col du Lac Blanc les raisons qui nous ont conduit à n'exploiter que deux hivers de mesures sur les quatre disponibles (1998-99 et 1999-00) : centrales d'acquisitions détériorées par le vent, capteurs détruits par la foudre et certaines perches enfouies sous plus de 6 m de neige en 2000-01 ; piste de ski tracée au milieu de notre site expérimental pour l'hiver 2001-02.

Nous avons classé les épisodes de transport en quatre catégories :

- Transport avec chute de neige par vent fort ($>10 \text{ m.s}^{-1}$),
- Transport avec chute de neige par vent modéré (4 à 10 m.s^{-1}),
- Transport sans chute de neige par vent fort ($>10 \text{ m.s}^{-1}$),
- Transport sans chute de neige par vent modéré (4 à 10 m.s^{-1}),

Ces tableaux sont situés dans l'annexe n°1.

3.4.2 Bilan des épisodes de transport de la neige par le vent

En moyennant les données de ces quatre types d'épisodes, nous obtenons les résultats présentés dans le tableau 2 (les valeurs entre parenthèses sont les écarts types).

Type d'épisode	Chute de neige		Sans chute de neige	
	Vent fort ($>10 \text{ m.s}^{-1}$)	Vent modéré (4 à 10 m.s^{-1})	<i>Vent fort</i> ($>10 \text{ m.s}^{-1}$)	Vent modéré (4 à 10 m.s^{-1})
Nombre d'épisodes	9	18	8	18
Durée (heures)	73 (65)	56 (49)	34 (24)	16 (10)
% réel de transport (durée totale de l'épisode / durée réelle du transport)	90 (10)	92 (7)	93 (9)	86 (17)
Signal moyen sur le capteur acoustique (mV)	582 (433)	288 (171)	406 (156)	144 (58)
Débit moyen (kg / m linéaire / h) (loi d'étalonnage du capteur acoustique)	148 (106)	66 (34)	99 (29)	26 (2)
Coefficient de rafale de transport (cf. chapitre 6)	3.8 (0.7)	5.1 (3.4)	4.7 (1.2)	6.1 (3.9)
Vent moyen (m.s^{-1})	12.4 (2.0)	8.1 (1.4)	12.4 (1.1)	8.1 (1.3)
Coefficient de rafale de vent (cf. chapitre 6)	1.5 (0.2)	1.7 (0.3)	1.5 (0.1)	1.6 (0.4)
Précipitations (équivalent eau (mm))	6.8 (11.0)	9.5 (20.8)	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)
Température (°C)	-6.1 (3.5)	-7.3 (2.9)	-3.1 (1.9)	-5 (4.1)

Tableau 2 : bilan des épisodes de transport de la neige par le vent. Le coefficient de rafale est le rapport du signal maximal sur le signal moyen sur une période d'une heure (cf. Chapitre 6)

Un paramètre intéressant de cette étude est la durée des épisodes de transport. Nous pouvons remarquer en effet que les épisodes de transport avec chute de neige sont plus longs en moyenne que ceux sans chute de neige (tableau 2). Les épisodes de transport avec chute de neige commencent pendant la chute de neige et se poursuivent souvent après celle-ci, ce qui prolonge leur durée.

De plus, l'étude du signal moyen sur le capteur de transport (tableau 2) montre qu'en termes de prévention du risque d'avalanche, il ne faut pas seulement prendre en compte les épisodes de transport pendant une chute de neige. En effet, les épisodes de transport par vent fort sans chute de neige peuvent parfois déplacer des quantités de neige plus importantes que dans le cas d'un épisode par vent moyen avec chute de neige (99 kg/m linéaire/h contre 66 kg/m linéaire/h en moyenne).

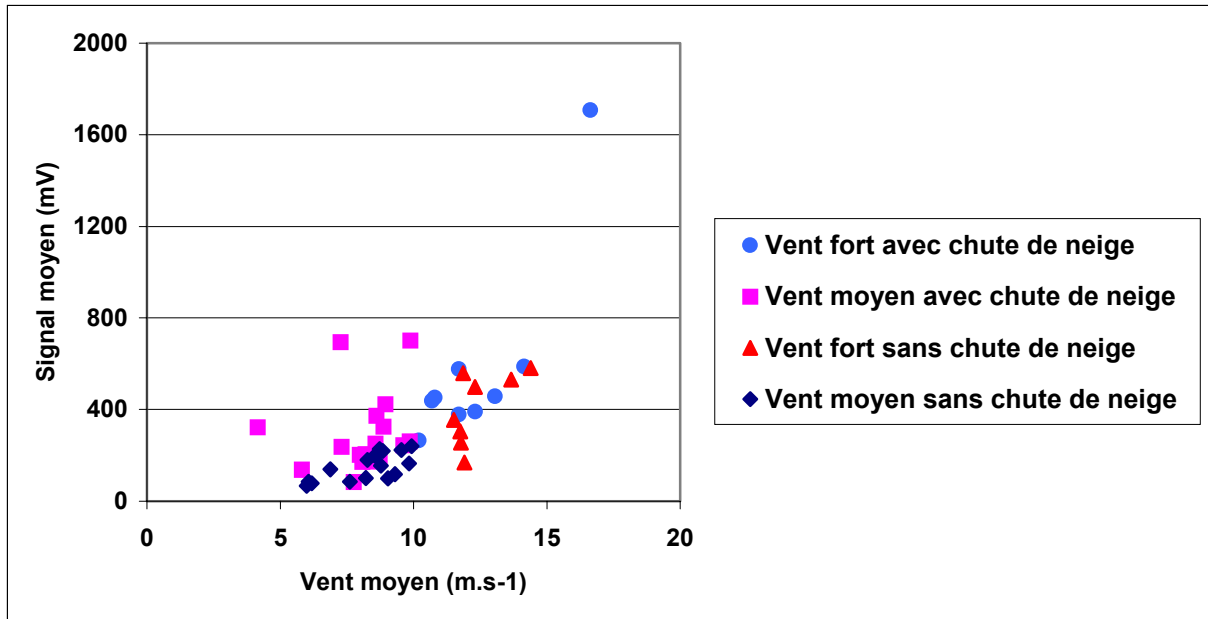


Figure 45 : signal moyen sur le capteur acoustique en fonction de la vitesse du vent, pour chaque épisode.

3.4.3 Base de données pour la simulation numérique

Cependant, la base de données décrite dans la partie précédente n'est pas directement exploitable pour valider le modèle numérique, puisque dans ce cas il est aussi nécessaire de connaître les hauteurs de neige au sol au début et à la fin de l'épisode de transport. Or, entre deux relevés de hauteurs de neige sur les perches, il y a parfois eu plusieurs épisodes de transport, alternant avec des périodes sans transport. Nous avons donc créé une nouvelle base artificielle de données en regroupant les épisodes de transport compris entre deux relevés de perches consécutifs. La quantité de neige déplacée lors d'un épisode artificiel correspond alors à la somme des quantités de neige déplacées lors des épisodes regroupés entre deux dates de relevés des hauteurs de neige. La durée de l'épisode artificiel est la somme des durées des épisodes réels. La base de données obtenue est présentée dans les tableaux 3 et 4.

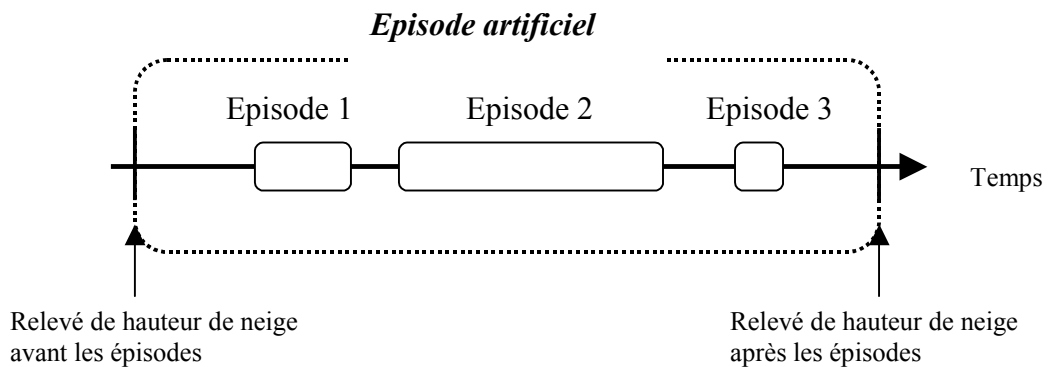


Figure 46 : principe de regroupement des épisodes de transport pour le modèle numérique.

N° épisode artificiel	Date de début de l'épisode	Date de fin de l'épisode	N° des épisodes réels inclus dans l'épisode artificiel	Chute de neige pendant les épisodes réels	Chute de neige entre les deux relevés de perche
B1	29/12/98	07/01/99	10 – 36	Oui	Oui
B2	07/01/99	12/01/99	11 – 12 – 37	Oui	Oui
B3	12/01/99	18/01/99	38 – 2	Oui	Oui
B4	26/01/99	01/02/99	27	Oui	Oui
B5	02/02/99	12/02/99	28	Oui	Oui
B6	15/02/99	25/02/99	39	Oui	Oui
B7	02/03/99	08/03/99	29	Oui	Oui
B8	08/03/99	16/03/99	40 – 15 – 16	Oui	Oui
B9	16/03/99	24/03/99	3 – 41	Oui	Oui
B10	24/03/99	30/03/99	42	Oui	Oui
B11	17/12/99	21/12/99	43	Oui	Oui
B12	21/12/99	30/12/99	44 – 19	Oui	Oui
B13	04/01/00	12/01/00	45	Oui	Oui
B14	12/01/00	25/01/00	46 – 30 – 31 – 47	Oui	Oui
B15	25/01/00	31/01/00	48	Oui	Oui
B16	31/01/00	04/02/00	32	Oui	Oui
B17	04/02/00	14/02/00	33 – 21	Oui	Oui
B18	14/02/00	22/02/00	22 – 49	Oui	Oui
B19	22/02/00	10/03/00	50 – 23 – 51 – 52 – 24 – 4	Oui	Oui
B20	27/03/00	19/04/00	8 – 26 – 53 – 34 – 35	Oui	Oui

Tableau 3 : épisodes de transport regroupés pour le modèle numérique : épisodes avec chute de neige.

N° épisode artificiel	Date de début de l'épisode	Date de fin de l'épisode	N° des épisodes réels inclus dans l'épisode artificiel	Chute de neige pendant les épisodes réels	Chute de neige entre les deux relevés de perche
A1	23/12/98	29/12/98	9 - 1	Non	Oui
A2	12/2/99	15/2/99	12	Non	Oui
A3	25/2/99	2/3/99	14	Non	Non
A4	30/12/99	04/01/99	20	Non	Oui
A5	10/03/00	22/03/00	25 – 5 – 6	Non	Non
A6	22/03/00	27/03/00	7	Non	Oui

Tableau 4 : épisodes de transport regroupés pour le modèle numérique : épisodes sans chute de neige.

L'exploitation des données de ces tableaux dans le cadre de la modélisation numérique va cependant être confrontée à un problème important : durant presque tous ces épisodes de transport, il y a une chute de neige entre les deux relevés de hauteur de neige qui l'encadrent. Si cette chute de neige a eu lieu entre le premier relevé de hauteur de neige et le premier

épisode de transport ou entre le dernier épisode de transport et le relevé de hauteur de neige, les implications ne seront pas trop gênantes : nous aurons simplement une erreur identique sur l'ensemble des perches, en terme de hauteur de neige. Si cette chute de neige a eu lieu pendant l'épisode de transport, il faudra l'intégrer au flux de neige transporté, ce qui nécessite de connaître l'intensité de la chute de neige. Or, pour l'instant, le fonctionnement des pluviomètres n'est pas parfait, et les données peuvent comporter une forte incertitude.

3.5 Quantité de neige transportée durant les épisodes

A l'aide de la loi d'étalonnage du capteur acoustique définie durant nos expériences à la soufflerie climatique du CSTB de Nantes, nous avons déterminé le flux de neige transporté lors des différents épisodes. Ces calculs sont bien sûr entachés d'une incertitude puisque le capteur a été étalonné dans des conditions particulières qui ne correspondent pas toujours à la réalité du terrain. Cependant, l'ordre de grandeur de nos résultats correspond à celui de certaines valeurs mesurées à partir des lois issues de la bibliographie (tableau 5, figures 47 et 48).

Débit Q_t (kg/m linéaire / h)	Hauteur (m)	Référence	Commentaires
$Q_t = 0.2772 (u_{10}-5)^3$	0 - 2	Dyunin & Kotlyakov (1980)	Sibérie
$Q_t = 0.72 u_{10}^{2.7}$	0 - 2	Takeuchi (1980)	Japon
$Q_t = 0.00504 u_{10}^{4.2}$	0 - 10	Tabler et al. (1990)	Synthèse : Antarctique + prairies
$Q_t = 0.00792 u_{10}^{4.04}$	0 - 5	Pomeroy et al. (1991)	Prairies canadiennes
$Q_t = 0.2788 (S_{\text{capteur}} - 50)$	0 - 2	Chapitre 2	Loi étalonnage CSTB

Tableau 5 : lois empiriques de détermination du flux de neige transportée, à partir de (Pomeroy & Gray (1995)).

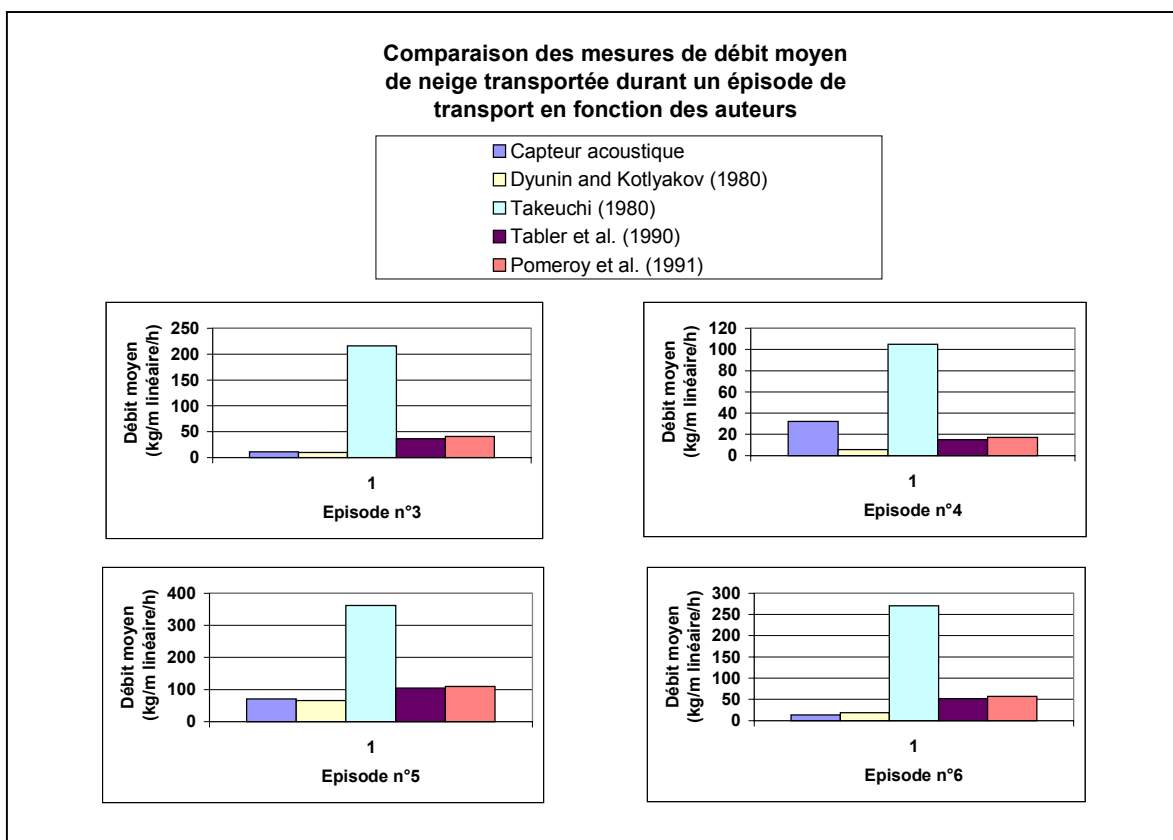


Figure 47 : comparaison des débits moyens de neige transportée au Col du Lac Blanc.

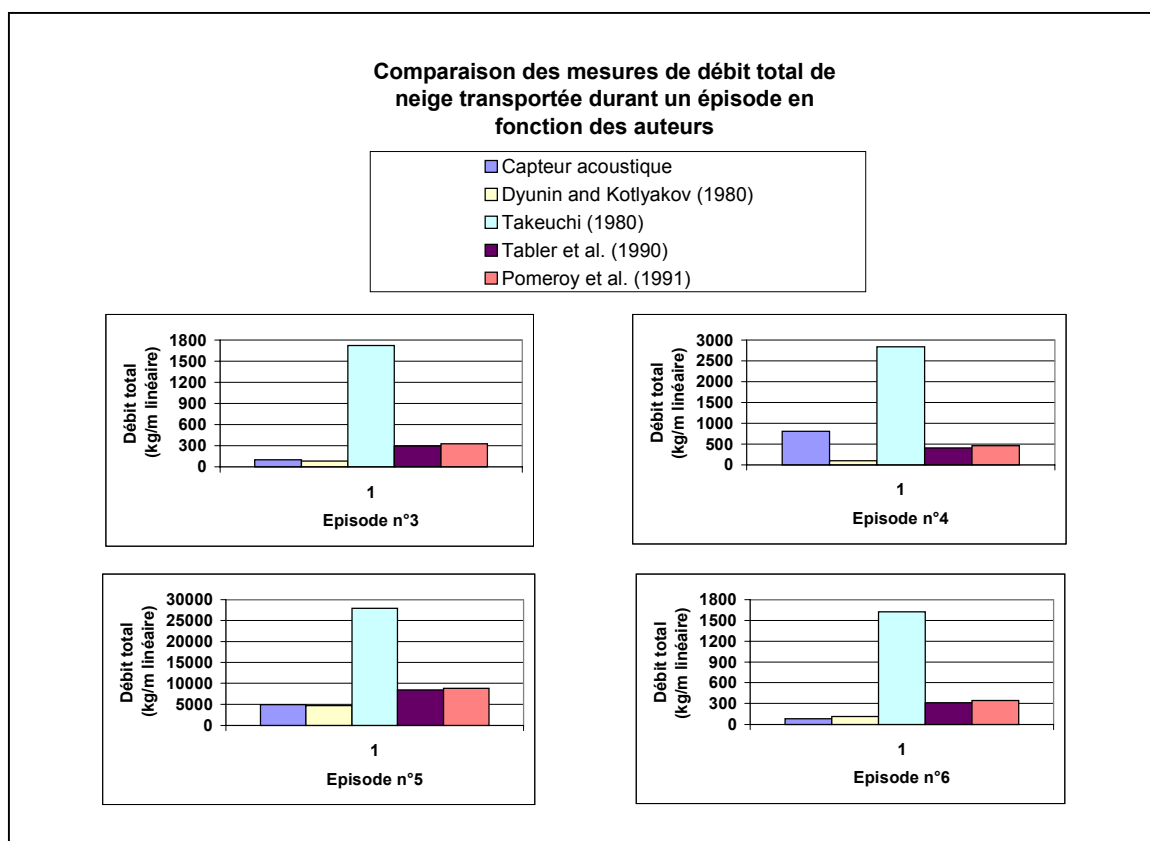


Figure 48 : comparaison des débits totaux de neige transportée au Col du Lac blanc.

3.6 Conclusion

Dans cette partie nous avons présenté la base de données qui va être utilisée dans la suite pour tester, améliorer et valider le modèle numérique de transport. Nous avons également insisté sur la difficulté que représente l'obtention de ces données de terrain, en raison de la grande variabilité des conditions climatiques. Enfin, l'intensité des chutes de neige est un paramètre que nous n'avons pas pu mesurer in situ, et qui s'avère nécessaire pour exploiter les données des épisodes de transport par chute de neige.

Conclusion de la partie I

Conclusion

Cette première partie avait pour but de présenter les différents outils expérimentaux utilisés durant cette thèse (site expérimental du Col du Lac Blanc, soufflerie du Cemagref, soufflerie climatique Jules Vernes du CSTB, soufflerie climatique du Cryospheric Environment Simulator au Japon). Nous avons également insisté sur la difficulté d'obtenir des données expérimentales, en raison du coût important des outils utilisés (10 000 Euros par jour pour la soufflerie du CSTB), et également à cause des caprices météorologiques dont dépendent nos mesures (seulement deux saisons de mesures exploitables sur quatre hivers).

Le travail d'étalonnage du capteur acoustique a également été décrit, et nous avons cerné les limites de son utilisation. Le signal enregistré est proportionnel au flux des particules et le capteur doit être placé dans des zones d'érosion du fait de la modification du signal par enfouissement.

Enfin, nous avons présenté la base de données qui sera utilisée pour tester, améliorer et valider le modèle numérique de transport de neige par le vent développé au Cemagref (modèle NEMO).

Grâce à ces outils expérimentaux, nous avons pu réaliser une étude sur l'influence de la nature de l'écoulement sur le transport éolien de la neige. C'est l'objet de la seconde partie.

Partie II :

Etude expérimentale de l'influence de l'écoulement sur le transport éolien de la neige

Introduction de la partie II

Introduction

Bien que la modélisation numérique soit instationnaire, le modèle NEMO utilise un modèle de turbulence validé en régime stationnaire (modèle $k-\varepsilon$) qui ne permet pas de générer des fluctuations du vent importantes comme celles qui sont observées parfois en montagne. Nous avons donc étudié expérimentalement ces instationnarités, afin de mieux comprendre leur impact sur le phénomène de transport, et de savoir si l'utilisation dans la modélisation numérique de valeurs moyennes atténuant l'influence des rafales était justifiée.

Dans cette partie, nous commencerons par présenter une analyse bibliographique de ces problèmes de rafales de vent, avant de mettre en évidence le problème à l'aide d'une étude quantitative simplifiée (Chapitre 4). Nous décrirons ensuite la première série d'expérience effectuée à la soufflerie climatique du CSTB. Celle-ci a consisté en l'étude fine du flux de neige en écoulements stationnaire et instationnaire (Chapitre 5). Nous introduirons alors les expériences réalisées au Col du Lac Blanc, qui visaient à étudier in situ l'influence des rafales sur le flux de neige transportée (Chapitre 6). Enfin, nous présenterons des études effectuées à la soufflerie du C.E.S. au Japon, pour analyser l'influence de la nature de l'écoulement sur la formation du dépôt (Chapitre 7).

Chapitre 4 :

Avant propos : effets transitoires du vent sur le transport éolien de la neige

4.1 Introduction

Après une analyse bibliographique sur les instationnarités du vent et leurs conséquences en terme de transport, ce chapitre présente une analyse quantitative visant à mettre en évidence de manière simple les différences pouvant exister en terme de flux de neige transportée, entre épisodes de transport par vent constant et épisodes par rafales de vent.

4.2 Etude bibliographique

Le vent n'est pas toujours un écoulement stationnaire. Il a tendance à fluctuer, produisant des rafales. Meunier (1999) décrit cet écoulement instationnaire comme une fonction de trois variables qui sont la vitesse moyenne du vent, ainsi que l'amplitude et la fréquence de ses oscillations.

L'analyse bibliographique montre que, comme le souligne Meunier (1999), il existe très peu de données expérimentales quantifiant l'effet d'un écoulement instationnaire sur le transport éolien, mis à part sa thèse et les travaux de Butterfield (1993). Leurs résultats sont de plus en partie contradictoire. En effet, Butterfield (1993) constate qu'en régime instationnaire le flux de masse transportée se corrèle bien avec le vent, pour des variations lentes de sa vitesse. Il indique que pour du sable, la réponse du flux en saltation à une hausse de la vitesse est quasi instantanée, alors que la réponse à une diminution de vitesse induit un déphasage de une à deux secondes entre flux et vitesse. Tandis que Meunier (1999), qui travaille avec des billes de PVC, de polystyrène et de verre, distingue deux types de rafales. Il observe que pour les rafales de petite amplitude (vitesse moyenne de 4.8 m.s^{-1} , amplitude de 0.6 m.s^{-1}) et de faible fréquence (0.2 Hz), le flux est en retard lors de la phase d'accélération, et il est en phase avec la vitesse lors de la décélération (figure 49). De plus pour ce type de rafale, le flux mesuré en régime instationnaire est plus faible que le flux correspondant en régime stationnaire (c'est à dire à même vitesse moyenne).

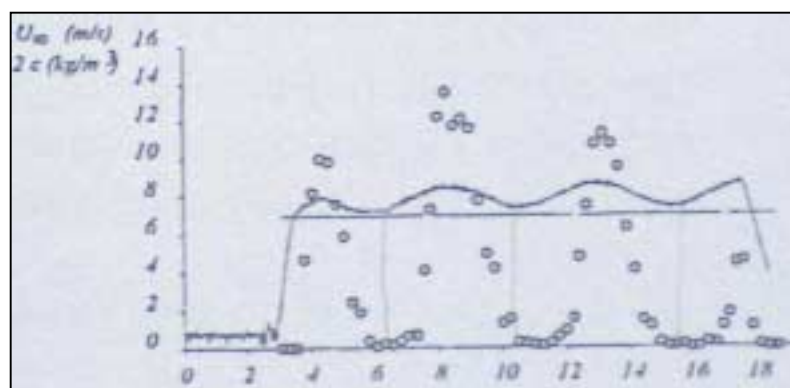


Figure 49: mesures de concentration massique instantanée en milieu de bac en écoulement instationnaire : o : concentration, - : U, -- : érosion (Meunier(1999)).

Le deuxième type de rafales correspond à des oscillations de faible fréquence mais de forte amplitude (figure 50). Dans ce cas, le flux instationnaire est plus grand que le flux correspondant en régime stationnaire.

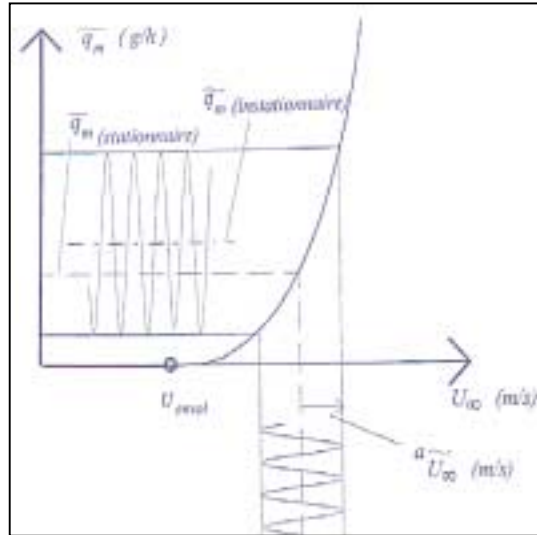


Figure 50 : influence de rafales de vent sur le flux massique envolé (Meunier,(1999)).

4.3 Etude théorique préliminaire

Dans le but de comparer les quantités de neige transportée avec et sans rafales de vent, nous avons calculé de manière théorique les masses transportées sur un intervalle de temps donné, dans le cas d'un transport par vent constant puis dans le cas de transport par rafales. Ce calcul repose sur l'hypothèse simplificatrice d'un flux de neige transportée proportionnel à la vitesse du vent au cube. Il permet de montrer que les quantités transportées sont différentes dans les deux cas.

Cependant, l'étude expérimentale que nous présentons dans la suite indique que dans le cas de rafales de vent, le flux n'est pas corrélé à la vitesse du vent. Cette étude théorique n'est donc pas valable. Son intérêt est simplement de mettre en évidence sur un exemple simple l'existence possible de différences entre les épisodes de transport avec et sans rafales et donc de montrer la nécessité d'étudier expérimentalement l'influence du régime d'écoulement sur le transport de neige par le vent.

Considérons donc un flux de neige transportée de la forme :

$$\Phi = Au^3 \quad (Eq\ 54)$$

où u est la vitesse du vent considérée comme constante suivant la verticale entre le sol et H .

Cas d'un vent constant u_0

La masse de neige transportée sur un intervalle $4T$ est :

$$Mc = \int_0^{4T} \Phi(t) dt = 4ATu_0^3 \quad (Eq. 55)$$

Cas d'un vent soufflant en rafale

Prenons le cas de rafales linéaires de moyenne u_0 variant entre u_0-a et u_0+a . C'est ce que nous avons fait dans nos expériences à la soufflerie du NIED au Japon:

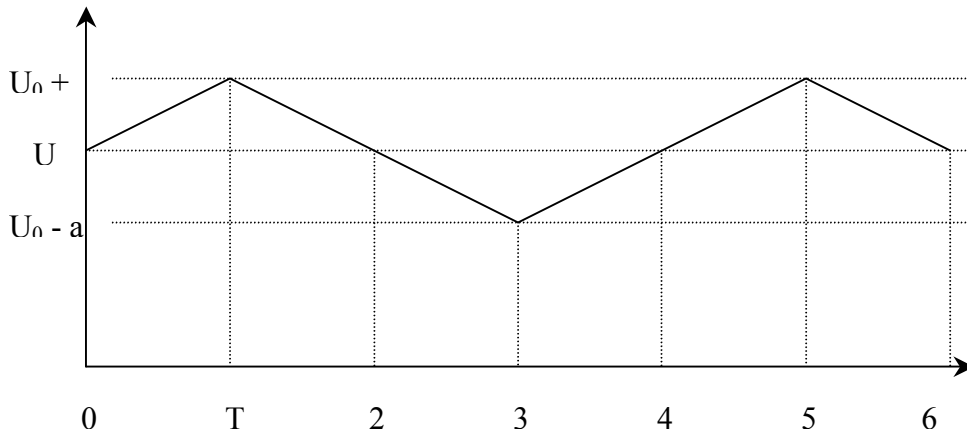


Figure 51 : oscillations artificielles du vent.

En phase montante :

Pour t variant de 0 à T :

$$u = u_0 + \frac{at}{T} \quad (\text{Eq. 56})$$

Pour t variant de 3T à 4T :

$$u = u_0 - 4a + \frac{at}{T} \quad (\text{Eq. 57})$$

En phase descendante, t varie de T à 3T :

$$u = u_0 + 2a - \frac{at}{T} \quad (\text{Eq. 58})$$

Dans ce cas la masse transportée durant une rafale (phase montante du vent de u_0 à u_0+a , puis phase descendante de u_0+a à u_0-a puis phase montante de u_0-a à u_0) est :

$$Mr = \int_0^{4T} Au^3 dt = A \left(\int_0^T \left(u_0 + \frac{at}{T}\right)^3 dt + \int_T^{3T} \left(u_0 + 2a - \frac{at}{T}\right)^3 dt + \int_{3T}^{4T} \left(u_0 - 4a + \frac{at}{T}\right)^3 dt \right) \quad (\text{Eq. 59})$$

Par un calcul simple on obtient :

$$I_1 = A \int_0^T \left(u_0 + \frac{at}{T}\right)^3 dt = AT \left(u_0^3 + \frac{1}{4}a^3 + \frac{3}{2}u_0^2a + u_0a^2\right) \quad (\text{Eq. 60})$$

$$I_2 = A \int_T^{3T} \left(u_0 + 2a - \frac{at}{T}\right)^3 dt = 2ATu_0(u_0^2 + a^2) \quad (\text{Eq. 61})$$

$$I_3 = A \int_{3T}^{4T} \left(u_0 - 4a + \frac{at}{T}\right)^3 dt = AT \left(u_0^3 - \frac{1}{4}a^3 - \frac{3}{2}u_0^2a + u_0a^2\right) \quad (\text{Eq. 62})$$

Et par conséquent,

$$Mr = 4ATu_0^3 + 4ATu_0a^2 = Mc + 4ATu_0a^2 \quad (\text{Eq. 63})$$

4.4 Conclusion

Ce calcul met donc bien en évidence que des rafales de vent et un vent constant de même valeur moyenne ne vont pas produire les mêmes quantités de neige transportée. Cette différence est une fonction de l'amplitude et de la fréquence des rafales ainsi que de la différence entre vitesse moyenne et vitesse seuil d'arrachement des particules.

Rappelons par ailleurs que ce calcul est simplifié puisqu'il considère implicitement que la saturation en particules est atteinte immédiatement. Or, pour les particules sèches, le temps nécessaire à l'obtention de la saturation est de l'ordre de quelques secondes, et il peut atteindre une minute pour la neige (Naaim (1997)).

Chapitre 5 :

Etude fine en soufflerie du flux de neige en écoulements stationnaire et instationnaire

5.1. Principe des expériences et des mesures à la soufflerie climatique du CSTB

Dans la soufflerie climatique du CSTB de Nantes, nous avons réalisé des expériences afin d'étudier l'effet de rafales de vent sur le transport de neige par le vent. Notre but était de voir si, dans le cas du transport de la neige par le vent, nous pouvions retrouver les résultats obtenus par (Butterfield (1993)) pour le transport de sable par le vent. Deux types d'expériences ont été effectuées. Un premier type de simulation correspondait à des hausses et des baisses de vitesse de vent plus ou moins rapides. Un second type correspondait à une variation sinusoïdale de la vitesse du vent. Des mesures synchronisées de la vitesse du vent et du flux de masse ont été faites au fond de la soufflerie, à 17 m des canons à neige, et ont été enregistrées toutes les secondes. Le flux de masse a été déterminé grâce au capteur acoustique de transport. Mais ce capteur ne permet pas de distinguer la saltation de la diffusion turbulente. La vitesse du vent a été enregistrée à une hauteur de 3 m, c'est à dire au-dessus de la couche limite. En fait, la présence de saltation et de diffusion turbulente de particules dans l'air génèrent un écoulement diphasique qui modifie la couche limite. Mais nous n'avons pas étudié l'écoulement dans la couche limite pour des raisons techniques (mesures des anémomètres perturbées par les particules de neige).



Photographie 30 : perche n°1 avec un anémomètre, un capteur acoustique de transport et des filets « à papillon » pour mesurer le flux de neige transporté

5.2. Réponse du transport à des accélérations et ralentissements de la vitesse du vent

Tout d'abord, nous avons réalisé des expériences avec des augmentations et des diminutions de la vitesse du vent plus ou moins rapides. L'objectif était d'étudier le comportement du flux, durant les phases d'augmentation ou de diminution de la vitesse du vent. Nous cherchions à simuler les conditions in situ, lorsqu'une rafale de vent initie du transport alors qu'il n'y en avait pas.

Ce type d'expérience est similaire aux travaux de (Butterfield (1993)) pour du sable. Il avait observé deux étapes lors de ses expériences en soufflerie : tout d'abord, le flux de masse répond dans un délai inférieur ou égal à une seconde aux faibles variations dans la vitesse du vent, ce qui correspond au temps nécessaire aux particules en saltation pour saturer le flux. D'autres régulations du système apparaissent pour des périodes de plus de 100 secondes, car dans ce cas, la couche limite et le lit s'ajustent au nouveau flux de masse. Dans ce cas, le flux de masse est en retard de 2 secondes ou plus sur la décélération. Ces résultats expérimentaux sont en accord avec les modèles numériques développés pour la saltation du sable par (Mac Ewan and Willets (1991)). De plus, Butterfield observe que des dépassements soudain de vitesse au-dessus des conditions de seuil d'entraînement peuvent générer des pics de transport pouvant être bien plus important que le flux moyen.

Dans nos expériences (figures 52 et 53), nous avons aussi retrouvé certains de ces aspects. La réponse initiale du système peut être déterminée à partir des données présentées. Pour un vent proche de la vitesse seuil d'érosion (expérience 1), le flux de masse est en retard de 70 secondes sur le vent alors que pour de plus fortes vitesses de vent, ce retard diminue jusqu'à 8 secondes (expérience 2). Par conséquent la tendance est la même (le temps de réponse augmente lorsque la vitesse du vent diminue), contrairement aux ordres de grandeurs des déphasages. Cette durée très longue pour atteindre l'équilibre partiel peut être attribuée à la fonction splash des particules de neige. En fait, la réponse initiale du système est liée aux processus de collision entre les grains de neige et la couche de neige au sol. Ces collisions sont très différentes dans le cas de la neige par rapport au cas du sable, en raison de la présence de ponts de glaces entre les particules de neige, comme l'a montré (Naaim-Bouvet (1998)). Rappelons que dans la soufflerie du CSTB, la neige qui se dépose adhère rapidement à la couche de neige au sol par frittage en raison de la forte humidité dans la soufflerie. Le temps nécessaire pour que le flux transporté soit à saturation et la longueur maximale nécessaire à l'obtention de la saturation sont fortement liés. En première approximation, nous pouvons considérer que :

$$L_{abl} = \frac{T_{sat} L_s}{T_s} \quad (Eq. 64)$$

avec,

L_{abl} la distance nécessaire à l'obtention de la saturation,

T_{sat} le temps nécessaire à l'obtention de la saturation,

L_s la longueur de saltation,

T_s la durée de la saltation.

Si de plus nous notons u_* la vitesse de frottement, et H_s la hauteur de saltation nous obtenons pour nos expériences les résultats suivants :

	$u_* \text{ (m.s}^{-1}\text{)}$	$H_s = \frac{1.6u_*^2}{2g}$ (Pomeroy, 1988)	L_s (d'après les données de Kikuchi, 1981)	$T_s = \frac{2}{g} \cdot 1.5u_*$ (Mellor and Radok, 1968)	$T_{sat} \text{ (s)}$	$L_{abl} \text{ (m)}$
Expérience n°1	0.3	7.3 mm	47 mm	$9.17 \cdot 10^{-2} \text{ s}$	70 s	36 m
Expérience n°2	0.8	52 mm	210 mm	$2.45 \cdot 10^{-1} \text{ s}$	7 s	6 m

Tableau 6 : estimation de la distance nécessaire pour atteindre la saturation.

Ces longueurs sont en accord avec celles issues de la bibliographie : pour des particules de neige sans cohésion, la longueur nécessaire pour atteindre la saturation semble être de l'ordre de plusieurs dizaines de centimètres d'après les travaux en soufflerie de Kosugi (1992). Kobayashi (1972), a montré que cette longueur pouvait atteindre 30 à 60 mètres, alors que Takeuchi (1980) a estimé cette longueur à 350 mètres.

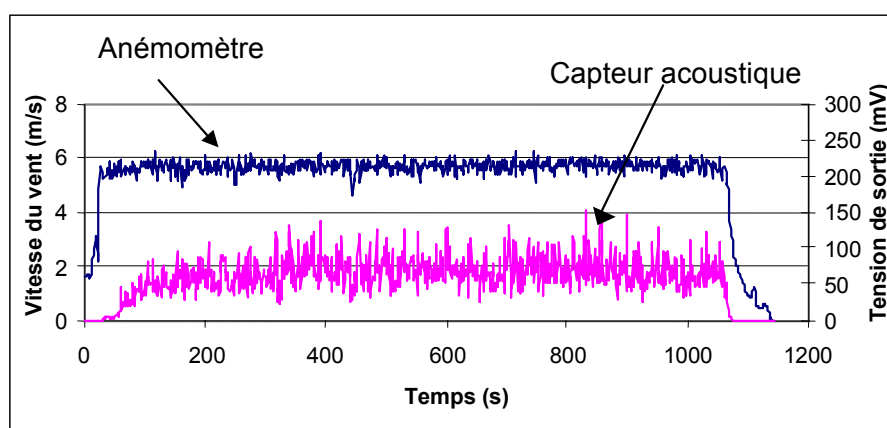


Figure 52 : évolution temporelle du flux de masse pour un vent proche de la vitesse seuil (expérience n°1).

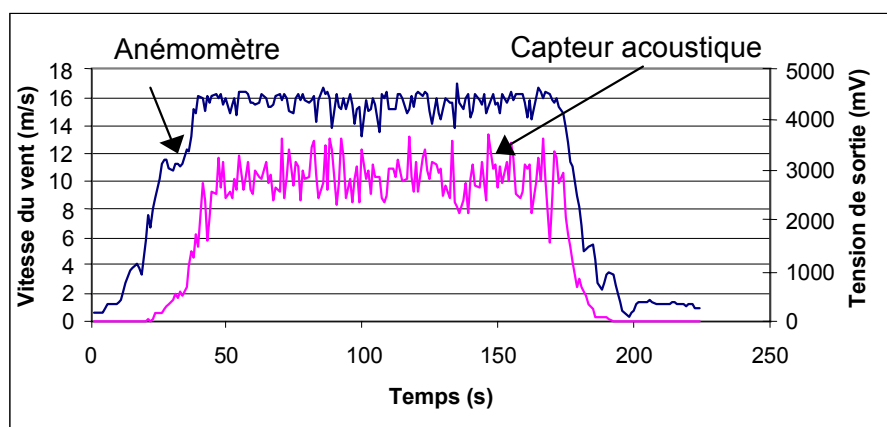


Figure 53 : évolution temporelle du flux de masse pour de plus grandes vitesses de vent (expérience n°2).

Contrairement à Butterfield (1993), nous n'avons pas observé de pics de transport au début de l'épisode.

Dans nos expériences, le flux de masse est en retard d'au moins une seconde en cas de diminution de la vitesse du vent. Comme l'explique Butterfield, l'ajustement des contraintes au profil de vent se propage plus rapidement durant une phase d'accélération du flux que durant une phase de ralentissement. Par conséquent, la réponse du transport de neige à une soudaine baisse de la vitesse du vent semble ne pas être l'inverse exact de la réponse en cas de hausse soudaine. Cependant, les expériences réalisées dans la soufflerie méritent d'être examinées de plus près.

Les expériences présentées dans les figures 54 à 59 simulent des accélérations et des ralentissements de la vitesse du vent, de manière subite ou plus graduelle. Trois configurations typiques ont été simulées :

- Une accélération progressive suivit d'un ralentissement rapide du vent (figures 54 et 55),
- Une accélération progressive suivit d'un ralentissement progressif (figures 56 et 57),
- Une accélération rapide suivie d'un ralentissement rapide (figures 58 et 59).

Nous pouvons remarquer que pour la même vitesse de vent, le flux de neige transporté est plus important durant un ralentissement rapide que durant l'augmentation de vitesse qui l'a précédé (à vitesse de vent égale), dans le cas d'une accélération rapide tout comme dans le cas d'une accélération progressive. Ce phénomène d'hystérésis se traduit en terme de différence entre la vitesse seuil d'érosion et la vitesse seuil de dépôt de la neige, comme le montre le tableau 7. Par contre, dans le cas d'une accélération progressive suivit d'un ralentissement progressif, l'hystérésis est beaucoup moins marquée.

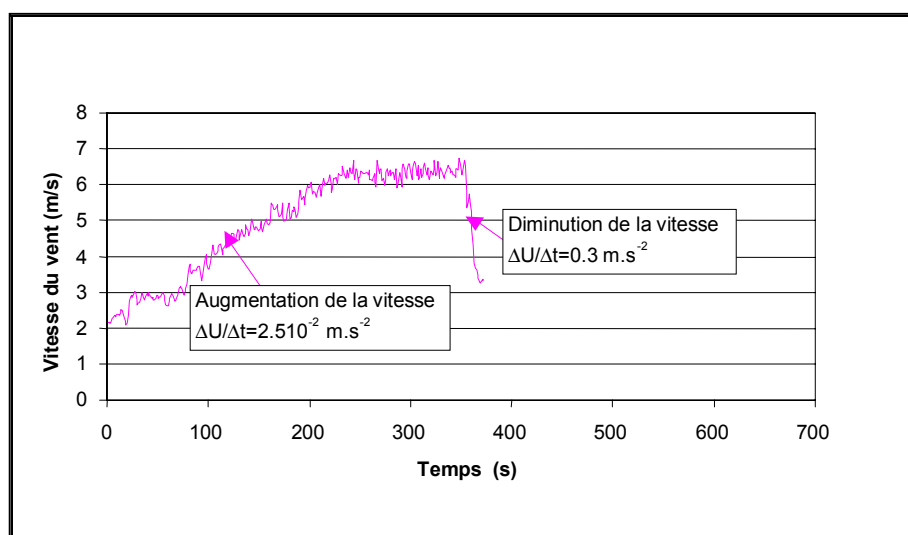


Figure 54 : vitesse du vent pour l'expérience n°1.

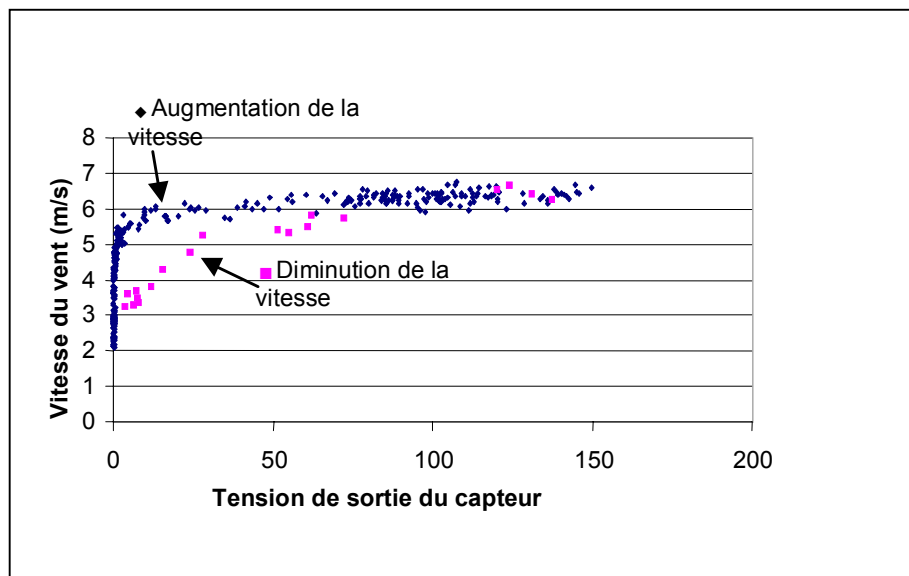


Figure 55 : expérience n° 1 : Tension de sortie en fonction de la vitesse du vent, pour une accélération progressive du flux suivie d'un ralentissement rapide.

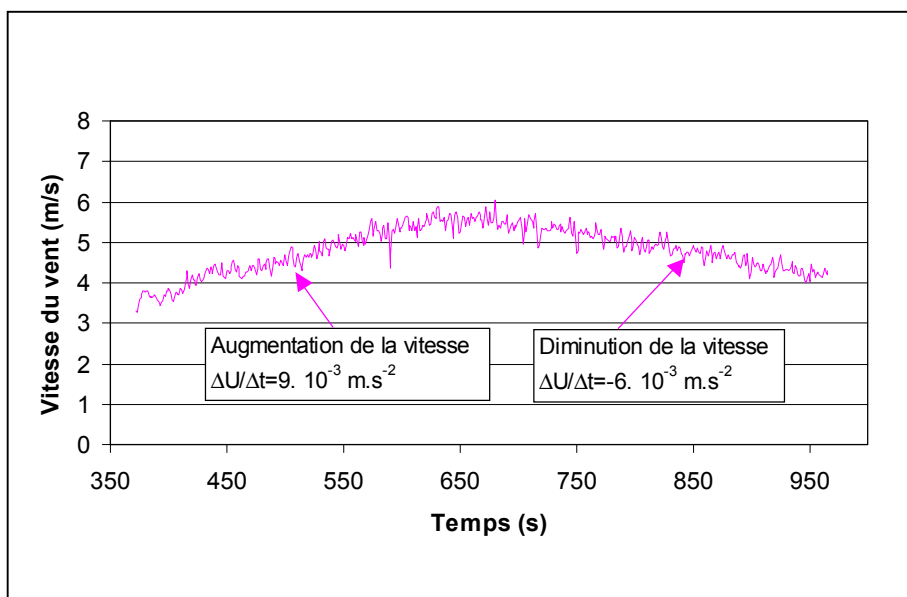


Figure 56 : vitesse du vent pour l'expérience n° 2.

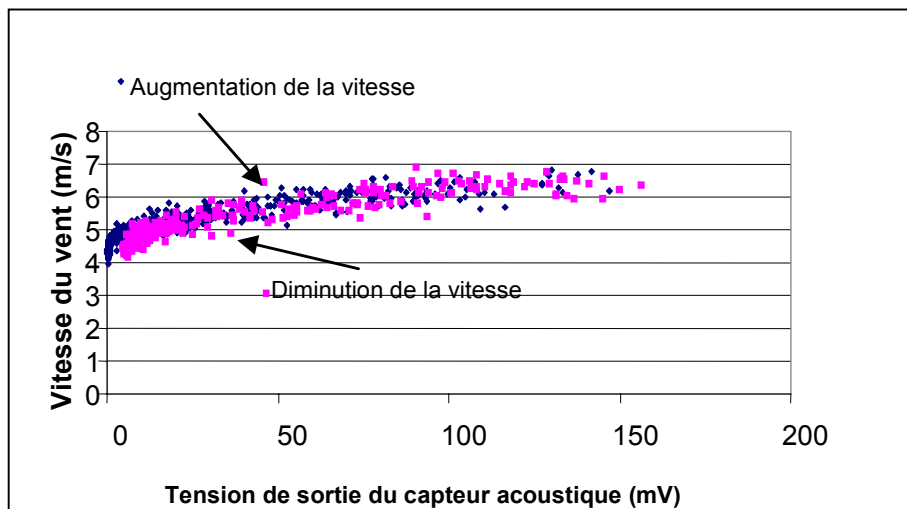


Figure 57 : expérience n° 2 : tension de sortie en fonction de la vitesse du vent, pour une accélération progressive du flux suivie d'un ralentissement progressif.

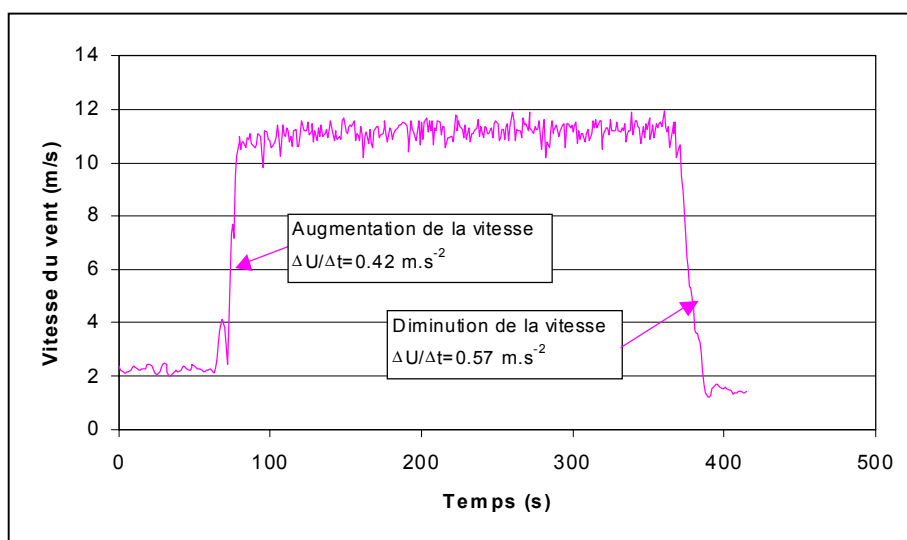


Figure 58 : vitesse du vent pour l'expérience n°3.

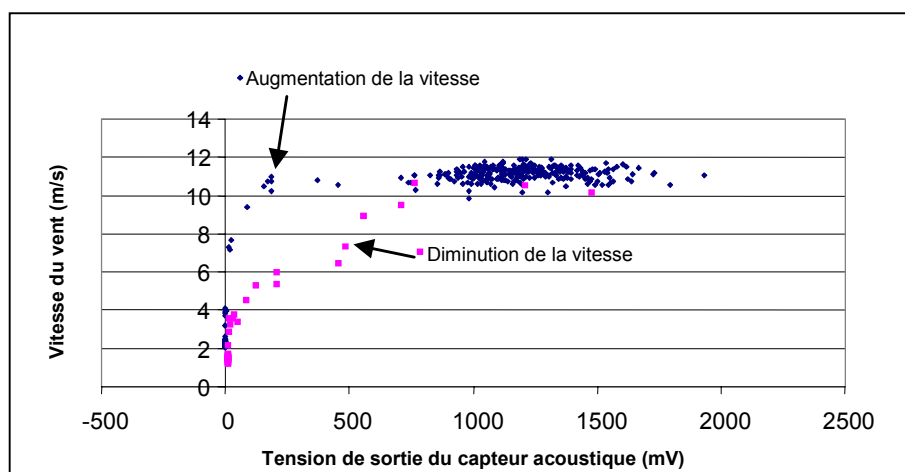


Figure 59 : expérience n°3 : tension de sortie en fonction de la vitesse du vent, pour une accélération rapide du flux suivie d'un ralentissement rapide.

	Expérience n°1	Expérience n°2	Expérience n°3
Vitesse seuil d'érosion (vent à 3 m)	5.6 m.s ⁻¹	4.7 m.s ⁻¹	3.9 m.s ⁻¹
Vitesse seuil de dépôt (vent à 3 m)	3.6 m.s ⁻¹	4.6 m.s ⁻¹	2.9 m.s ⁻¹

Tableau 7 : vitesse d'érosion et de dépôt pour les différentes expériences.

5.3. Réponse du transport à des oscillations du vent

Nous avons ensuite étudié l'ajustement du flux de masse durant des oscillations de vent au-dessus d'une couche de neige. Nous avons simulé des rafales de vent d'amplitude assez forte (vitesse moyenne : 7.85 m.s⁻¹, amplitude : 2.9 m.s⁻¹) et faible fréquence (1/12 Hz).

La réponse du capteur acoustique de transport à ces accélérations et ralentissements du vent montre que le flux de masse reproduit grossièrement la forme sinusoïdale de la vitesse du vent (figure 60). Mais nous voyons aussi que l'amplitude du signal du capteur acoustique augmente progressivement jusqu'à une valeur d'équilibre. C'est la preuve que l'amplitude de la vitesse ainsi que son historique, et le flux de masse passé influence le flux de masse présent, comme l'a montré Butterfield (1993) pour la saltation du sable. Le transport de la neige par le vent en milieu naturel est en permanence hors d'équilibre lors d'épisodes de vent fluctuants (figure 61).

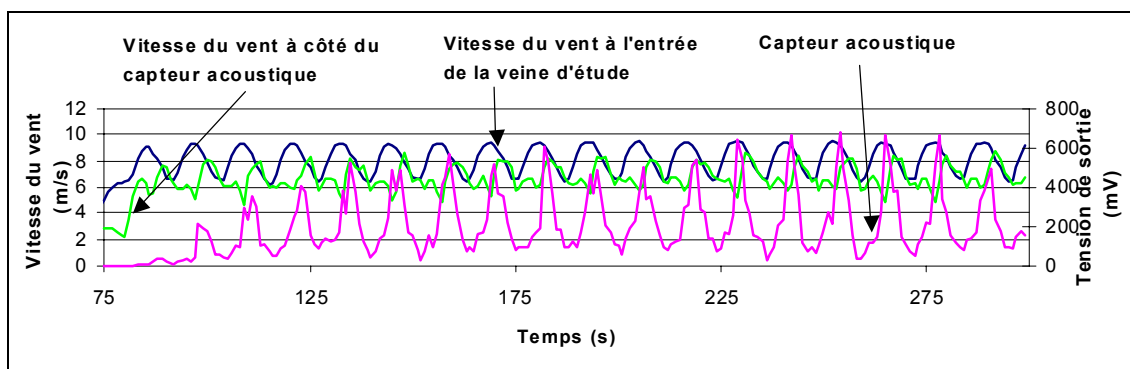


Figure 60 : expérience n°6 : Développement temporel du flux de masse, pour un vent fluctuant (vitesse moyenne : 7.85 m.s^{-1} , amplitude 2.9 m.s^{-1} , et faible fréquence : $1/12 \text{ Hz}$).

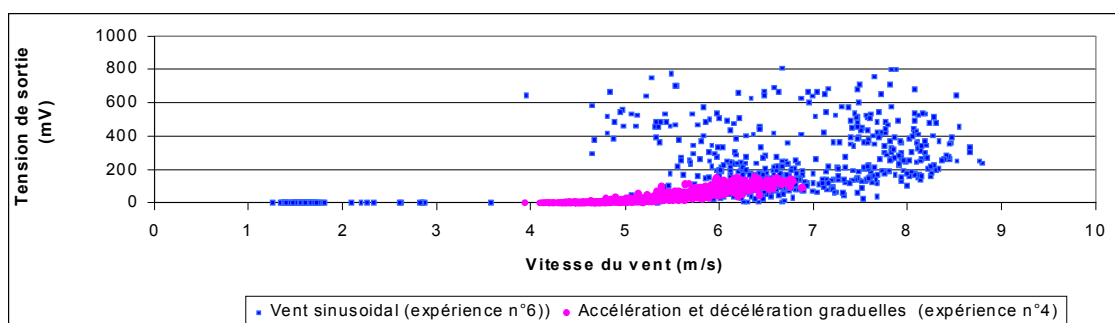


Figure 61 : tension de sortie en fonction de la vitesse du vent pour un vent fluctuant (vitesse moyenne : 7.85 m.s^{-1} , amplitude 2.9 m.s^{-1} , et faible fréquence : $1/12 \text{ Hz}$) et pour des hausses et baisses graduelles de la vitesse.

5.4. Conclusion des expériences au CSTB sur l'étude de l'effet des instationnarités

Ces expériences ont donc permis de montrer que durant des périodes de rafales, le flux de neige transportée ne suit pas exactement les fluctuations du vent. Cela conduit à un écoulement en permanence hors d'équilibre, qui est en accord avec les résultats de Butterfield (1993) pour le transport de sable par le vent.

Comme le vent est rarement constant in situ, le flux de neige et la vitesse du vent risquent d'être faiblement corrélés en cas de fluctuations naturelles du vent. Nous avons donc mené une étude in situ, afin d'analyser le lien entre rafales de vent et transport en milieu naturel. C'est l'objet du chapitre 6.

Chapitre 6 :

Etude in situ de l'influence des rafales sur le flux de neige transportée

6.1 Analyse du vent in situ

Durant l'hiver 1998-99, nous avons recueilli des données de vent sur notre site expérimental du Col du Lac Blanc. Ces données enregistrées toutes les 15 minutes indiquent la direction du vent, ainsi que ses vitesses maximales, moyennes et minimales sur 15 minutes.

A partir de ces données, nous avons calculé le coefficient de rafale de vent, défini de la manière suivante :

$$G = \frac{\text{Signal maximal}}{\text{Signal moyen}} \quad (\text{Eq 65})$$

Ce calcul a été réalisé à partir de deux anémomètres. Le premier est situé au sud du Col, sur le site de La Muzelle. Le second se trouve au Nord, sur le site de La Fare.

Avant d'effectuer ce calcul, nous avons filtré les vents pour ne garder que ceux de vitesse moyenne supérieure à 4 m.s^{-1} . En effet, notre objectif est l'étude du transport de neige par le vent, et nous avons considéré qu'au-dessous de 4 m.s^{-1} , il n'y avait pas de transport. De plus, les coefficients de rafale liés à ces vents faibles risquaient de biaiser nos résultats en introduisant des valeurs élevées sans réelle signification physique pour nous. Par exemple, un coefficient de rafale de 5 correspondant à un vent moyen de 0.5 m.s^{-1} et à un vent maximal de 2.5 m.s^{-1} nous intéresse moins qu'un coefficient de rafale de 5 correspondant à un vent moyen de 6 m.s^{-1} et un vent maximal de 30 m.s^{-1} .

Par ailleurs, nous avons classé les données en quatre catégories en fonction de la direction du vent. En effet, notre site expérimental a une configuration de soufflerie climatique naturelle orientée nord-sud. Il nous a donc paru judicieux de distinguer les épisodes de vent de nord (-45° ; $+45^\circ$), sud (135° ; 225°), est (45° ; 135°), et ouest (225° ; 315°), afin de calculer les coefficients de rafale sur chacune de ces classes de vent.

Enfin, les calculs ont à la fois été réalisés pour des valeurs de vent moyen toutes les 15 minutes (période d'enregistrement de nos données), et pour des valeurs horaires de vent moyen; l'intérêt de ces dernières étant entre autre la possibilité de comparer avec les valeurs données par la littérature.

Concernant l'ensemble des données de vent de la saison 1998-99, nous obtenons des coefficients de rafale s'étalant sur une large plage de valeurs : de 1.1 à 5.6 pour le site de La Fare, et de 1.1 à 8.8 pour celui de La Muzelle (figures 62 et 63). Nous avons donc des coefficients de rafale qui peuvent être parfois bien supérieurs à ceux que nous trouvons généralement dans la littérature (valeurs inférieures à 4) (Deaves (1993)). Cependant il faut relativiser ces fortes valeurs qui restent quand même peu nombreuses sur une saison. En effet, ce coefficient est en moyenne de l'ordre de 1.8 sur l'ensemble de l'hiver. De plus, nous devons aussi prendre garde à une comparaison trop hâtive avec d'autres travaux antérieurs, effectués en général sur des mesures de vent au niveau de la mer, alors que nous travaillons en montagne avec un relief particulier, et un régime de vent canalisé. En outre, nous avons

obtenu des vents moyens allant jusqu'à 24 m.s^{-1} alors que les travaux antérieurs se limitent à un vent moyen ne dépassant pas 15 m.s^{-1} . Enfin ces coefficients de rafale dépendent probablement aussi du type d'anémomètre car tous n'ont pas la même sensibilité.

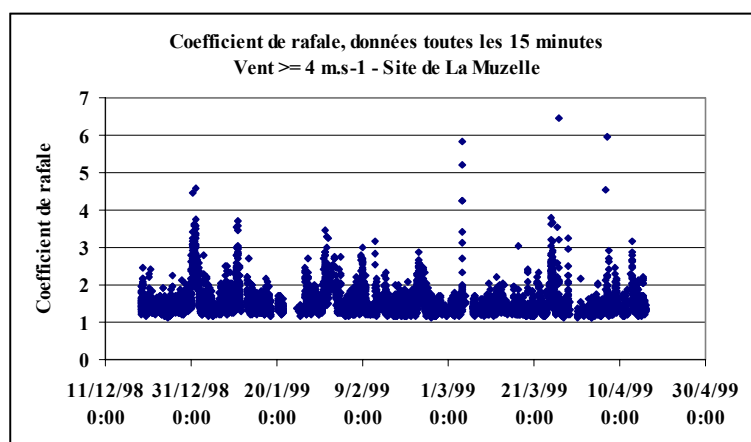


Figure 62 : coefficients de rafale de vent pour le site de La Muzelle, données toutes les 15 minutes.

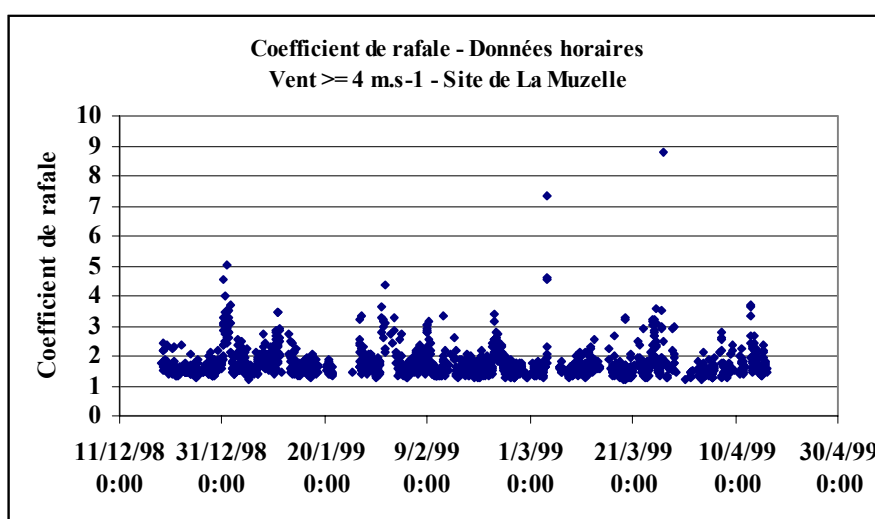


Figure 63 : coefficients de rafale de vent pour le site de La Muzelle, données horaires.

Nous nous sommes également aperçus que les valeurs du coefficient de rafale dépendaient fortement de la direction du vent sur notre site d'étude. En effet, pour les vents de sud et de nord, la probabilité P d'avoir un coefficient de rafale supérieur à deux est de l'ordre de 10 %, alors qu'elle est bien plus grande pour les vents d'est ou d'ouest (figures 64 et 65). Cette différence est certainement liée à la géométrie du site du Col du Lac Blanc, avec l'existence probable d'une zone tourbillonnaire au niveau du col lié à un décollement pour les vent d'Ouest qui franchissent le Dôme de Vaujany (figure 6).

Cette probabilité, qui correspond à la possibilité pour un coefficient de rafale d'être supérieur à une valeur donnée G , est appelée probabilité de dépassement. Elle est généralement plus grande pour des données de vent horaires que pour des données sur 15 minutes (figures 64 et 65).

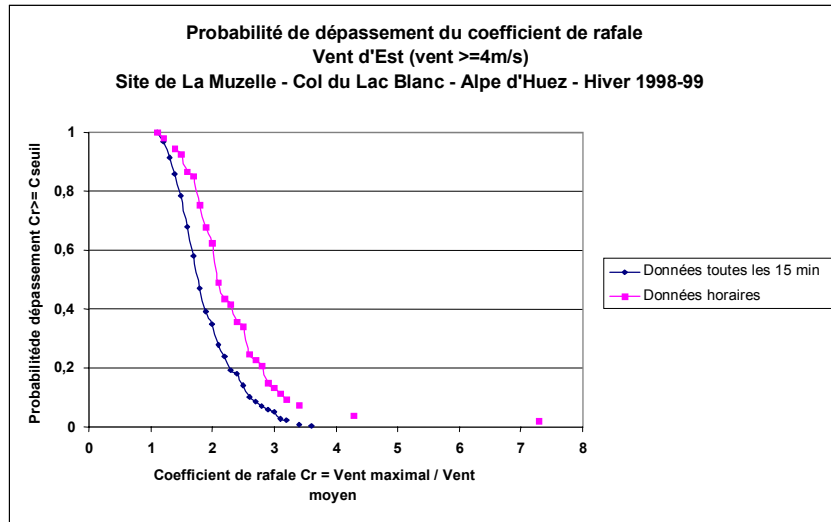


Figure 64 : probabilité de dépassement du coefficient de rafale, vent d'est.

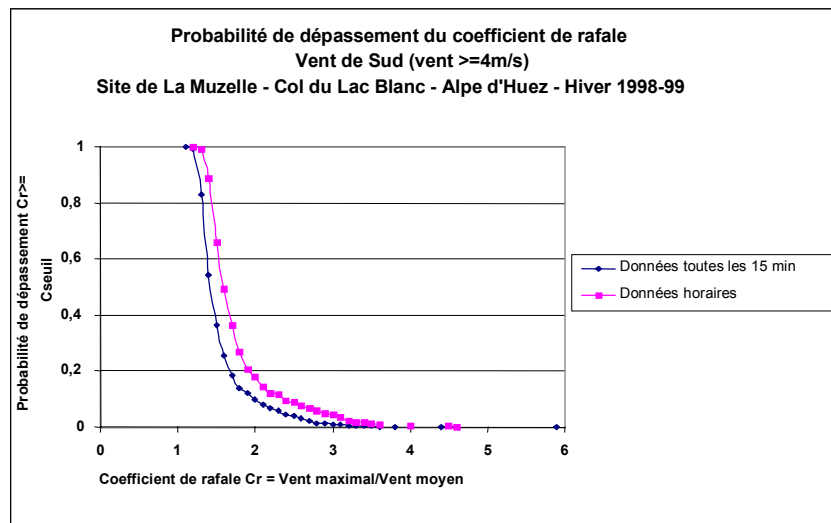


Figure 65 : probabilité de dépassement du coefficient de rafale, vent de sud.

Cette probabilité de dépassement suit une loi de Fisher-Tippet (Deaves (1993)) qui peut s'écrire :

$$P(\text{coefficient de rafale} > G) = 1 - \exp(-\exp(a(G - G_0))) \quad (\text{Eq. 66})$$

où a est un paramètre de dispersion, et G_0 est un coefficient de rafale de référence. Cette loi peut être scindée en deux parties, séparées par une rupture de pente (figure 66), mais Deaves (1993) n'apporte pas d'explication physique à cette rupture de pente.

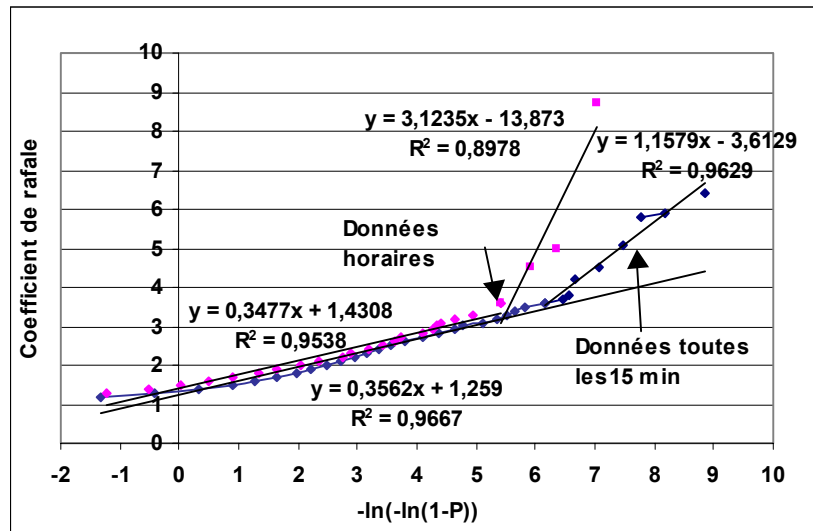


Figure 66 : loi de Fisher – Tippet pour la probabilité de dépassement.

Nous nous sommes également intéressés au lien entre la valeur du coefficient de rafale et celle du vent moyen. Les forts coefficients de rafale (supérieurs à 4) correspondent généralement à des épisodes de faible vitesse moyenne (figure 67).

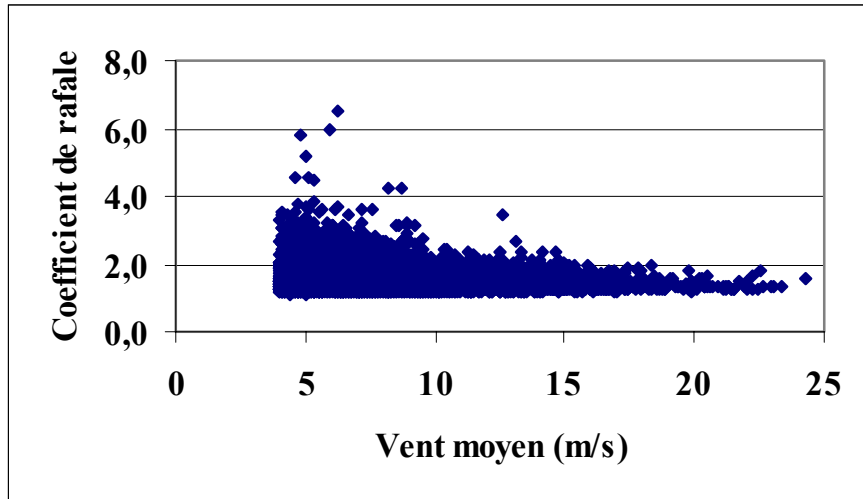


Figure 67 : coefficient de rafale en fonction de la vitesse moyenne du vent, pour le site de la Muzelle. Données toutes les 15 minutes.

De manière similaire, nous avons étudié la répartition du coefficient de rafale en fonction du vent maximal. Nous pouvons constater que, même si les plus gros coefficients de rafale correspondent aux plus fortes rafales de vent, beaucoup de coefficients de rafale assez importants (entre 3 et 4) sont en fait liés à des rafales de vent plus modérées, de l'ordre de 12 à 20 m.s⁻¹ (figure 68).

Enfin, nous avons observé que la valeur minimale du coefficient de rafale augmente, tant avec la hausse de la valeur du vent moyen qu'avec celle du vent maximal.

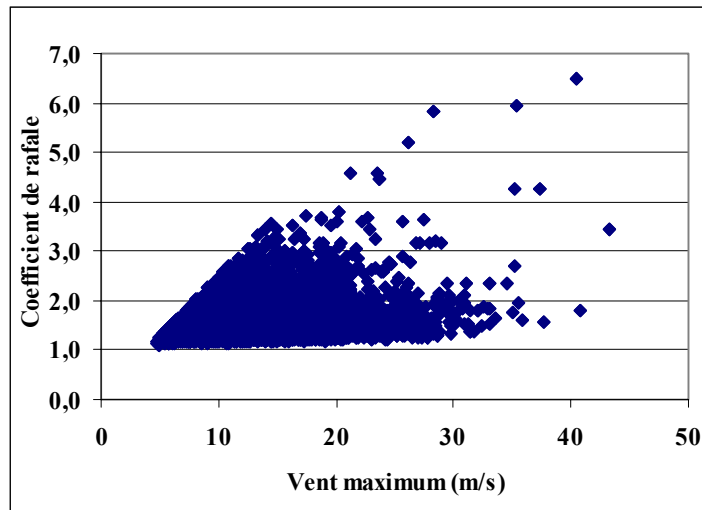


Figure 68 : coefficient de rafale en fonction du vent maximal, pour le site de la Muzelle. Données toutes les 15 minutes.

Afin de mieux comprendre comment pouvaient se produire de forts coefficients de rafale, nous avons analysé l'ensemble des périodes pour lesquelles le coefficient de rafale était

supérieur à 3.5. Cela nous a permis de classer ces forts coefficients en deux catégories liées à la direction du vent :

- une première correspond à des événements météorologiques sans variation de la direction du vent (figure 69). Ces périodes génèrent des coefficients de rafale moyennement élevés (de l'ordre de 3 ou 4). L'importance de la valeur du coefficient de rafale provient d'une baisse de la vitesse moyenne du vent, en parallèle avec une légère hausse ou une faible baisse du vent maximal.

- une seconde catégorie correspond à des événements avec changement de la direction du vent (figure 70). C'est ce type d'événement qui produit les plus forts coefficients de rafale, de l'ordre de 3.5 à 9, les plus grands correspondant à des changements de régime de vent du sud vers le nord.

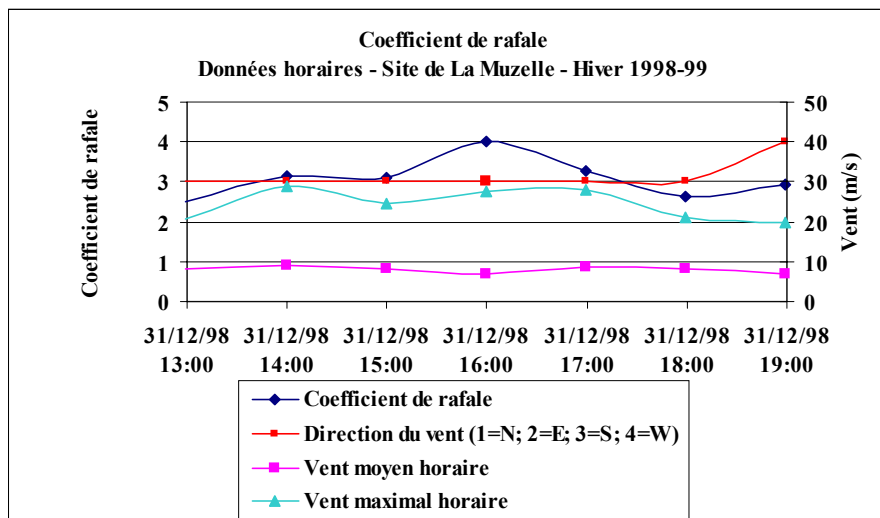


Figure 69 : fort coefficient de rafale de vent sans changement de la direction du vent.

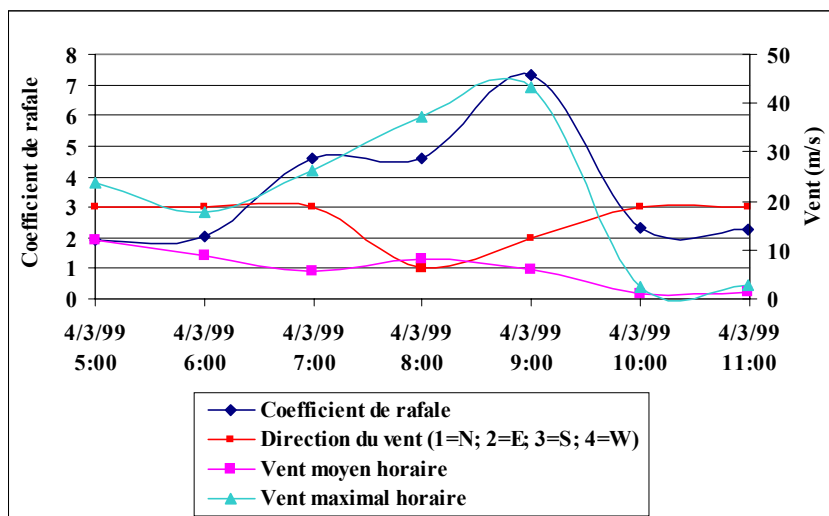


Figure 70 : fort coefficient de rafale de vent avec changement de la direction du vent.

6.2 Coefficient de rafale du capteur de transport de la neige par le vent

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, le coefficient de rafale du vent fournit de l'information sur l'aspect non stationnaire du vent. De la même manière, nous avons calculé le coefficient de rafale correspondant au signal enregistré sur le capteur acoustique de transport de la neige par le vent. Nous l'avons défini de la façon suivante :

$$G_s = \frac{\text{Signal maximal}}{\text{Signal moyen}} \quad (\text{Eq. 67})$$

Ce coefficient peut être relié au rapport du flux maximal sur le flux moyen. En effet, nous avons vu dans la partie I, que le signal enregistré sur le capteur acoustique est lié au flux de neige transporté par une relation du type :

$$\text{Signal} = A * \text{Flux} \quad (\text{Eq. 68})$$

où A est une fonction du type de neige et de l'enfouissement du capteur. Or sur 15 minutes, nous pouvons considérer que A garde une valeur constante, donc que le flux est proportionnel au signal du capteur.

Nous avons donc la relation :

$$G_s = \frac{\text{Signal maximal}}{\text{Signal moyen}} = \frac{\text{Flux maximal}}{\text{Flux moyen}} \quad (\text{Eq. 69})$$

Ce coefficient va nous fournir de l'information sur la manière dont se déroule un épisode de transport. Nous pourrions en effet savoir s'il s'agit d'un épisode de transport sporadique, ou si c'est un épisode de transport régulier.

Nous avons effectué ce calcul à partir des données du capteur acoustique n°5 du site de La Muzelle (hiver 1998-99). Le coefficient de rafale a été calculé toutes les 15 minutes sur l'ensemble des données de l'hiver.

Nos résultats montrent que le capteur acoustique ne suit pas une loi de type Fisher-Tippet, mais plutôt une loi logarithmique (figure 71).

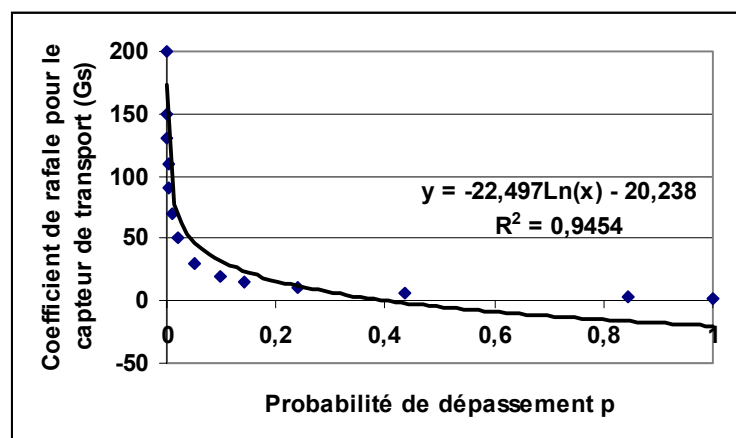


Figure 71 : loi logarithmique pour le capteur acoustique de transport n°5 du site de La Muzelle. (P est la probabilité de dépassement).

Nous avons mis en évidence deux types de phénomènes de transport :

Un premier type de transport est produit durant des rafales de vent ponctuelles. Il correspond à la zone 1 de la figure 72 et à la partie A de la figure 73. Ces épisodes génèrent de forts coefficients de rafale de vent, preuve de la présence de fortes rafales de vent. Par contre, ils ne produisent que très peu de signal moyen sur le capteur de transport, et des coefficients de rafale de transport également faibles. Par conséquent, ces épisodes ne produisent pas de transport de neige par le vent important, mais seulement des phénomènes sporadiques. Il en va de même pour la zone 3 de la figure 72, qui correspond à la zone B de la figure 73 : là encore le transport moyen est faible donc l'épisode de transport est peu important, même si ponctuellement, de forts coefficients de rafale de transport peuvent être générés.

Un deuxième type de transport beaucoup plus important est produit durant des épisodes de forte vitesse moyenne de vent. Ces périodes correspondent à la zone 2 de la figure 72 et à la partie C de la figure 73. Elles se produisent avec de faibles coefficients de rafale de transport. Cela s'explique par le fait que le capteur de transport génère des tensions inférieures à 5000 mV. Par conséquent, si la tension moyenne est supérieure à 100 mV, ce qui est le cas durant un épisode de transport important, alors le coefficient de rafale de transport ne peut pas dépasser 50.

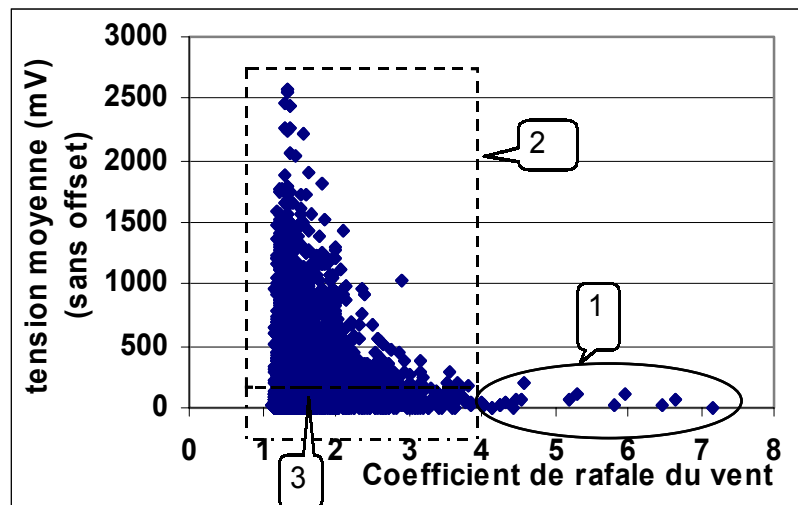


Figure 72 : signal moyen du capteur acoustique de transport n°5, sur le site de La Muzelle.

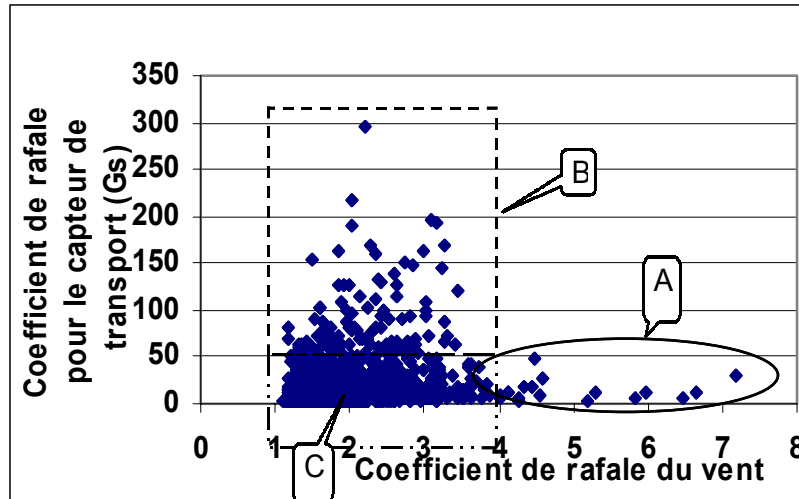


Figure 73 : coefficient de rafale de transport enregistré sur le capteur acoustique de transport n°5, sur le site de La Muzelle.

6.3. Conclusion

L'étude du coefficient de rafale de transport montre donc que le transport est plus important quand il est généré par un vent régulier suffisamment fort que lorsqu'il est provoqué par des rafales de vent ponctuelles. L'utilisation de valeurs moyennes horaires de vent ou le calcul au pas horaire du transport ne semblent donc pas nuire à la qualité du résultat de la modélisation, dans le cas de périodes de transport important.

Chapitre 7 :

Influence de la nature de l'écoulement sur la formation du dépôt

7.1. Introduction

Les chapitres précédents ont mis en évidence l'existence de différences en terme de flux entre les épisodes de transport par vent régulier et par vent soufflant en rafale. Nous nous sommes alors interrogés sur les conséquences que cela pouvait induire sur la formation des dépôts. Nous avons donc réalisé des expériences dans la soufflerie climatique du Shinjo Branch of Snow and Ice Studies au Japon pour étudier ce problème.

7.2. Protocole expérimental à la soufflerie climatique du C.E.S.

Le principe était le suivant : comparer en soufflerie l'évolution temporelle et spatiale des dépôts de neige autour d'une barrière à neige, dans le cas d'un transport par vent régulier de 10 m.s^{-1} et dans le cas d'un vent soufflant en rafale de $10 \pm 4 \text{ m.s}^{-1}$. Les expériences ont été réalisées avec une barrière pleine avec garde au sol, et de la neige type vieille neige.

Dans le cas des rafales le vent avait l'aspect suivant (figure 74) :

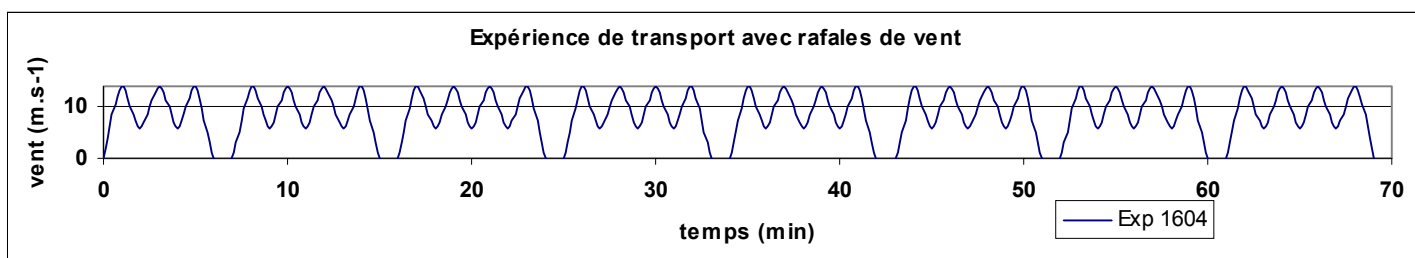


Figure 74 : évolution temporelle du vent lors des expériences avec rafale de vent.

Notons que nous sommes contraints d'arrêter la soufflerie toutes les 8 minutes pour remettre de la neige dans la boîte qui alimente la soufflerie en neige. En effet la vitesse de montée de la boîte à neige était réglée pour que l'on soit à saturation de neige transportée à 10 m.s^{-1} et la boîte se vidait en 8 minutes.

Par ailleurs, durant l'expérience avec rafales, la vitesse du vent ne descendait pas en dessous de 6 m.s^{-1} . Elle restait donc au dessus de la vitesse seuil puisqu'il y avait en permanence du transport.

7.3. Résultats

Pour chacune des expériences, à la fois avec un vent constant et avec un vent en rafales, nous avons relevé le profil de dépôt autour de la barrière à neige à différents instants. Nous avons constaté (figure 75) que la saturation de la congère est atteinte plus rapidement par vent régulier (30 minutes environ) que dans le cas d'un vent soufflant en rafales (plus d'une heure). Or, la quantité de neige transportée moyenne est identique à priori dans les deux expériences (avec et sans rafale), puisque dans les deux cas la boîte éjecte le même débit de neige dans la soufflerie. C'est donc que le flux de dépôt moyen derrière la barrière à neige est plus faible dans le cas d'un vent soufflant en rafales que dans le cas d'un vent régulier, pour une même vitesse moyenne du vent.

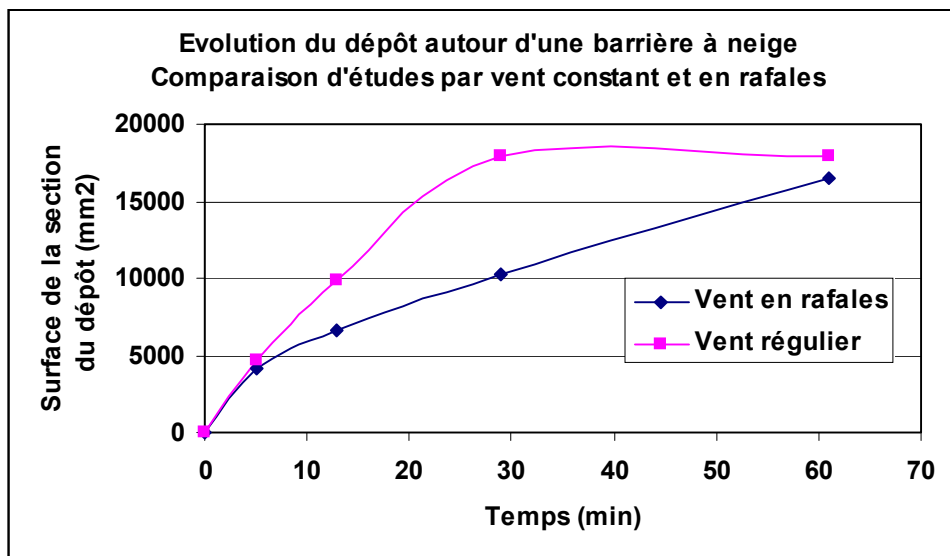


Figure 75 : dépôt autour d'une barrière à neige. Etude de l'évolution temporelle de la surface de la section longitudinale. Comparaison entre expérience avec vent régulier et vent en rafales.

D'autre part, cette étude permet également de s'interroger sur la forme de la congère à saturation. En effet, au bout d'une heure, nous avons obtenu des congères de forme identique pour les deux expériences avec vent régulier et vent en rafale (figure 76)). Il semble donc que la nature de l'écoulement, stationnaire ou soufflant en rafales n'intervient pas sur la forme de la congère à saturation, mais seulement sur la vitesse de formation du dépôt. Cependant, ce résultat est à considérer prudemment, car nous n'avons pas prolongé l'expérience avec rafales de vent suffisamment longtemps pour avoir la certitude d'être à saturation du dépôt (figure 75).

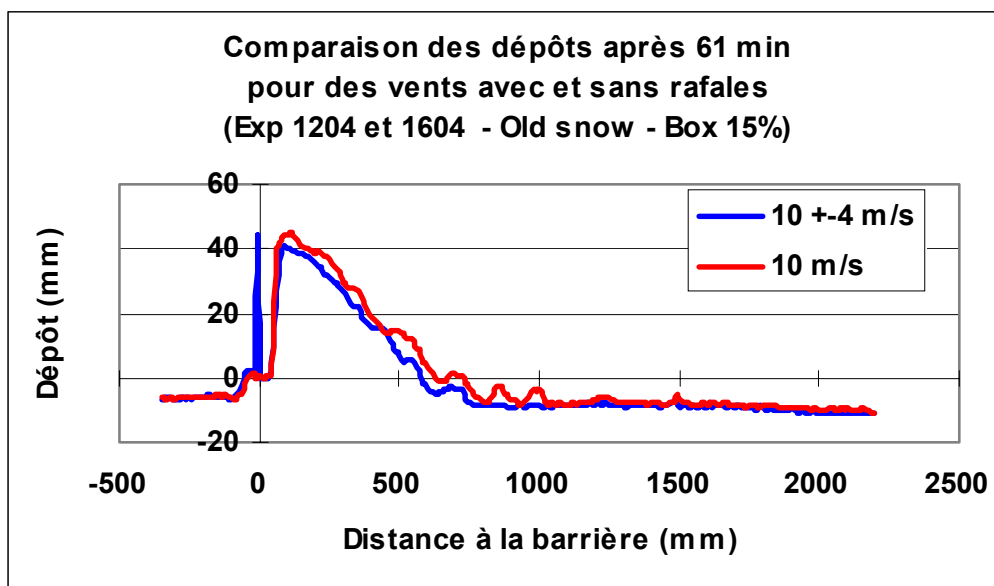


Figure 76 : évolution du dépôt autour d'une barrière à neige. Comparaison entre vent avec et sans rafale au bout de 61 minutes.

7.4. Problème de la validité des résultats

Le principal problème concernant la comparaison de ces deux expériences avec et sans rafales est de savoir si le flux de neige transportée est à saturation ou pas durant les rafales. En effet, la boîte éjecte de la neige à une certaine vitesse réglée pour qu'à $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ le flux soit saturé, et nous avons conservé cette vitesse d'éjection dans le cas des rafales.



Photographie 31 : dépôt derrière la barrière à neige, soufflerie du C.E.S., au Japon.

7.5 Conclusion

Ces études à la soufflerie du C.E.S. au Japon ont permis de déterminer l'influence du régime d'écoulement dans le processus de formation d'une congère : celle ci se forme plus rapidement par vent régulier que par rafales. De plus, à saturation, les dépôts générés semblent identiques. La nature de l'écoulement, en rafale ou par vent régulier n'interviendrait donc pas sur la forme du dépôt à saturation, mais uniquement sur la vitesse de formation du dépôt.

Conclusion de la partie II

Conclusion

Cette partie expérimentale avait pour but d'étudier l'influence de l'écoulement sur le transport éolien de la neige. Les expériences réalisées à la soufflerie climatique du CSTB de Nantes ont permis de montrer que durant des périodes de rafales, le flux de masse transporté ne suit pas exactement les fluctuations du vent. Cela conduit à un écoulement en permanence hors d'équilibre qui est en accord avec les résultats de Butterfield (1993) pour le transport de sable par le vent.

Par ailleurs, des études in situ du coefficient de rafale de transport mettent en évidence le fait que le transport est plus important quand il est généré par un vent régulier suffisamment fort que lorsqu'il est provoqué par des rafales de vent ponctuelles. Par conséquent, au niveau de la modélisation numérique, l'utilisation de valeurs moyennes horaires de vent ou le calcul au pas horaire du transport ne semblent pas nuire à la qualité du résultat de la modélisation, dans le cas de période de transport important.

Enfin, les études menées à la soufflerie du C.E.S. au Japon ont permis de déterminer l'influence du régime d'écoulement dans le processus de formation d'une congère : celle-ci se forme plus rapidement par vent régulier que par rafales, mais à saturation les dépôts générés semblent identiques. La nature de l'écoulement, en rafale ou par vent régulier n'interviendrait donc pas sur la forme du dépôt à saturation, mais uniquement sur la vitesse de formation du dépôt.

Partie III

Influence du type de grain de neige sur le transport éolien : Etude expérimentale

Introduction de la partie III

Introduction

Nous avons vu en avant propos que le transport de la neige par le vent est un phénomène complexe puisque la neige est un matériau aux formes très variées, qui peut évoluer au cours du temps. Il n'existe pas de particule de neige idéale, type bille sphérique, capable de représenter l'ensemble des grains de neige. De plus, la possibilité de formation de ponts de glace entre les grains par cohésion de frittage complique encore le phénomène. Toutes ces raisons font que pour une même vitesse de vent, les conséquences en termes de transport de neige seront différentes en fonction du type de grain de neige transportée et de la cohésion entre ces grains. Afin de mieux comprendre l'influence du type de grain sur le transport éolien de la neige, et d'avoir des ordres de grandeur des paramètres du modèle numérique intrinsèques aux particules de neige, nous avons réalisé des expériences à la fois in situ et en soufflerie climatique. Cette étude comporte donc trois parties :

La première consiste en des études expérimentales réalisées à la soufflerie climatique de Shinjo au Japon. L'objectif était de mettre en évidence l'influence du type de grain de neige sur la formation du dépôt lors d'un épisode de transport, à travers l'étude du dépôt derrière une barrière à neige. C'est l'objet du chapitre 8.

Le chapitre 9 est ensuite consacré à la détermination des vitesses seuils d'érosion et de dépôt en fonction du type de grain de neige. Ces vitesses permettent de caractériser un épisode de transport, en sachant quand il commence, et quand il se termine. Selon Bagnold (1941), la vitesse seuil d'arrachement ou d'érosion est la vitesse minimale du fluide nécessaire à la mise en mouvement des particules par entraînement aérodynamique. Tandis que la vitesse seuil de dépôt est la vitesse minimale du fluide nécessaire au maintien du processus de saltation.

La connaissance précise de ces paramètres est importante pour la modélisation numérique du transport de la neige par le vent. En effet, l'utilisation d'une valeur trop élevée de la vitesse seuil d'érosion conduira à une sous-estimation de la présence de transport de neige par le vent, et donc du risque de formation de congère sur les routes ou d'accumulation de neige dans les zones de départ d'avalanches. Tandis qu'une valeur trop faible de ce paramètre provoquera une surestimation du risque. Pour une utilisation opérationnelle de notre modèle numérique de transport dans la gestion du risque, il s'avère donc nécessaire de déterminer au mieux ces paramètres, pour chaque type de neige susceptible d'être transportée.

Enfin le chapitre 10 présente une étude menée à la soufflerie climatique de Shinjo au Japon, sur la détermination de la vitesse de chute des particules de neige. Cette vitesse, notée U_F , est la vitesse verticale limite de la particule lors de sa chute. Celle-ci intervient dans le modèle de transport NEMO dans la répartition verticale de la concentration de neige transportée, ainsi que sur le processus de convergence vers la saturation d'une congère.

Par ailleurs, la détermination de la vitesse de chute permet d'avoir accès au nombre de Schmidt turbulent qui traduit le rapport entre la diffusion turbulente de la quantité de mouvement du fluide et la diffusion de la phase solide.

Chapitre 8

Influence du type de grain de neige sur la formation du dépôt

8.1 Introduction

La gestion des risques liés au transport de la neige par le vent nécessite de bien connaître les dépôts, en particulier leur vitesse de formation, leur taille et leur densité. Cette connaissance est à la fois importante pour les problèmes liés aux plaques à vent ou aux corniches en contexte de montagne, mais également pour les problèmes de viabilité hivernale en contexte de plateau.

La modélisation numérique du transport de la neige par le vent développée au Cemagref ne tient pas compte actuellement du type de neige transportée. Or Naaim-Bouvet (1997) a mis en évidence que le flux de neige qui se dépose dépend de paramètres qui sont liés au type de particule (concentration, vitesse de chute, vitesse de frottement seuil) :

$$\phi_d = -\bar{C} U_F \frac{(u_{*t} - u^*)^2}{u_{*t}^2} \quad (\text{Eq. 70})$$

Avec

ϕ_d le flux de dépôt,

\bar{C} la concentration moyenne en particules,

U_F la vitesse de chute des particules,

u^* la vitesse de frottement,

u_{*t} la vitesse de frottement seuil.

Cependant, la gamme de valeurs que peuvent avoir ces paramètres intrinsèques au type de grain de neige est mal connue. Nous nous sommes interrogés sur la nécessité de bien les connaître pour réduire l'incertitude sur la détermination du flux de dépôt. Nous avons alors cherché à quantifier l'influence du type de grain de neige sur la formation d'un dépôt, en termes de vitesse de formation, de volume de neige déposée, et de densité du dépôt. Dans ce but nous avons réalisé une expérience à la soufflerie climatique du C.E.S. de Shinjo.

8.2 Descriptif du protocole expérimental à la soufflerie du C.E.S.

Nous avons étudié et comparé la formation d'une congère autour d'une barrière à neige (Photographie 32), pour la même vitesse de vent (régulier à 6 m.s^{-1}), et en utilisant deux types de neige très différents : de la neige type grains fins (Vieille neige), et de la neige dendritique (type A). La mesure de la hauteur de neige au sol a été effectuée suivant un profil passant par le milieu de la congère, de part et d'autre de la barrière, perpendiculairement à celle-ci. Nous avons étudié le temps mis pour atteindre la saturation en fonction du type de neige, comparé le volume du dépôt à différents instants ainsi qu'à saturation, et étudié la densité de la congère. Remarquons cependant que lorsque dans cette partie nous parlons de saturation, il s'agit de saturation de la hauteur de la congère, et non pas de son volume. Et comme l'indique Naaim-Bouvet (1997), la hauteur de neige d'un dépôt n'est pas un critère suffisant pour conclure sur la saturation ou non du volume de la congère.



Photographie 32 : dépôt autour d'une barrière à neige.
Expérience avec la neige type grains fins.

8.3 Influence du type de neige sur la vitesse de formation du dépôt

Ces expériences mettent en évidence que le temps nécessaire pour obtenir la saturation d'un dépôt dépend fortement du type de neige. En effet, dans le cas de la neige type A, la saturation de la hauteur du dépôt a été atteinte au bout de 1h30 (figure 77), alors qu'elle n'était toujours pas atteinte après 2h30 d'expérience dans le cas de la neige type grains fins. Cette différence de vitesse de saturation peut s'expliquer à la fois par une différence en terme de débit de neige transportée à une vitesse de vent donnée, ainsi que par la différence de vitesse de chute entre ces deux types de neige.

En fait le flux transporté est plus faible dans le cas de la neige type A que pour la neige type grains fins (figure 78). Nous avons en effet été contraints de réduire la vitesse de montée de la boîte d'éjection dans le cas de la neige type A par rapport à la neige type grains fins, sinon des dépôts de neige non transportée se formaient devant la boîte.

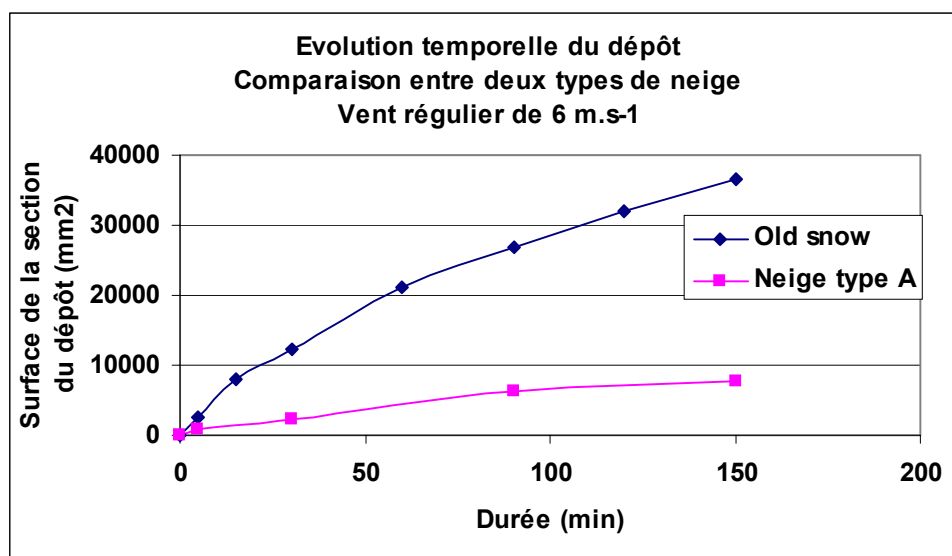


Figure 77 : évolution temporelle du dépôt autour d'une barrière pour deux types de neige.

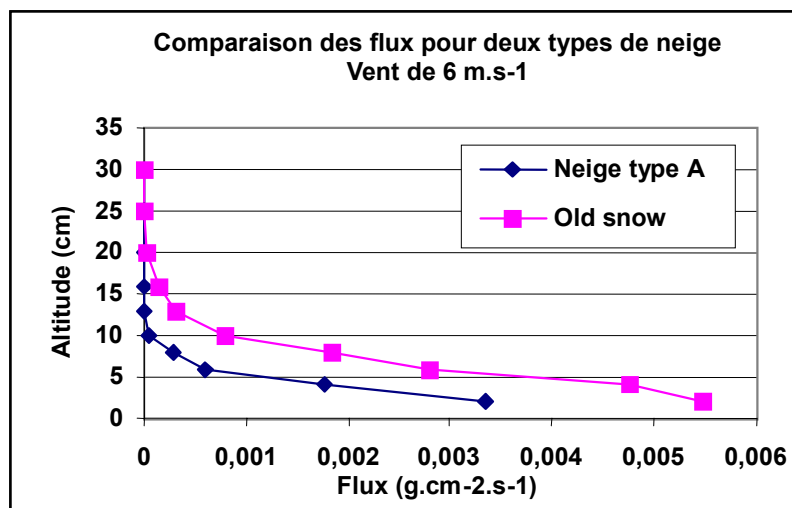


Figure 78 : comparaison des flux pour deux types de neige.

8.4 Influence du type de neige sur le volume du dépôt

Un autre facteur important dans cette étude est le volume de neige susceptible de se déposer à saturation. Là encore, ces expériences mettent en évidence les grandes différences que l'on peut obtenir en fonction du type de neige. Ainsi, pour la neige type grains fins, le dépôt est beaucoup plus conséquent que pour la neige type A (figures 79 à 82). Pour une même vitesse de vent et deux types de neige, le flux de neige transportée peut être différent, et par conséquent les dépôts formés ne seront pas les mêmes.

Par ailleurs, derrière la barrière ou un obstacle, le vent a localement une vitesse plus faible que l'écoulement moyen. Si la vitesse seuil de dépôt est supérieure à cet endroit à la vitesse du vent, il y aura dépôt, sinon, les particules continueront à être transportées. Comme la vitesse seuil de dépôt varie en fonction du type de grain de neige, le fait d'avoir localement de la neige qui se dépose dépendra du type de neige. Et par conséquent le volume de la congère à saturation va dépendre par ce biais du type de grain de neige.

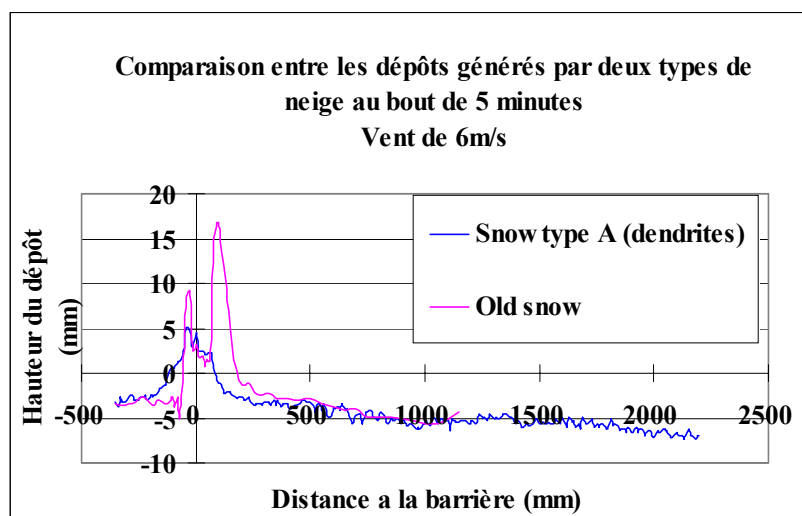


Figure 79 : dépôts au bout de 5 minutes. Comparaison entre deux types de neige.

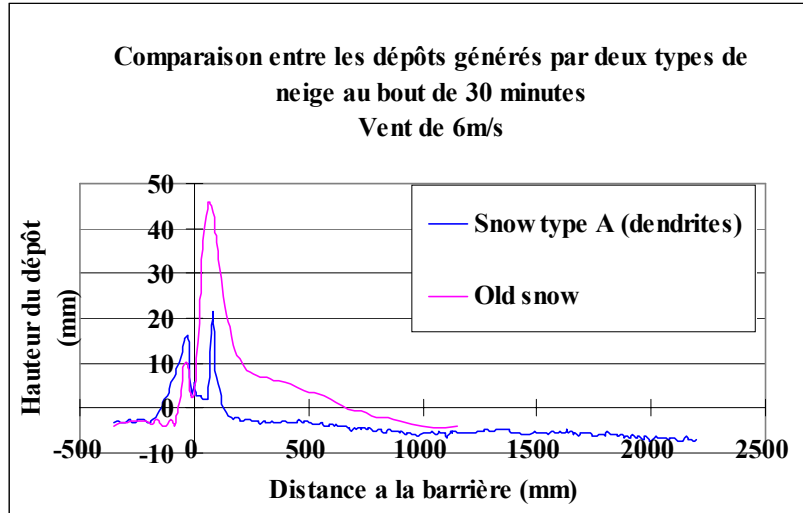


Figure 80 : dépôts au bout de 30 minutes. Comparaison entre deux types de neige.

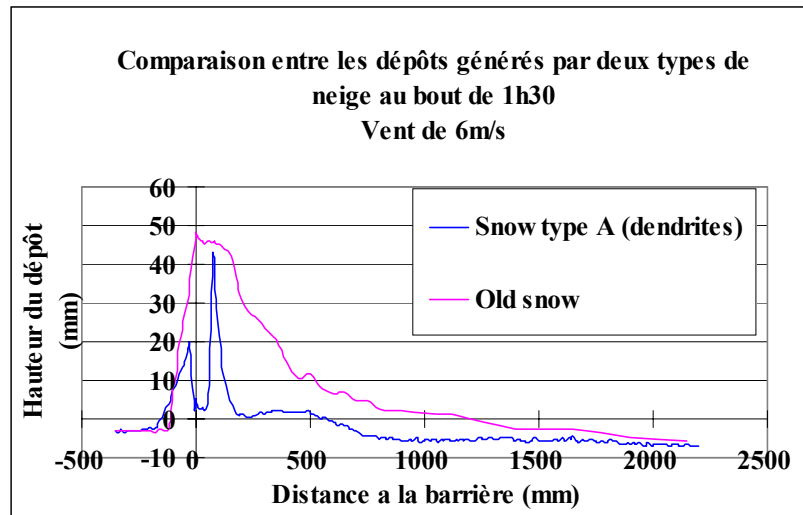


Figure 81 : dépôts au bout de 1h30. Comparaison entre deux types de neige.

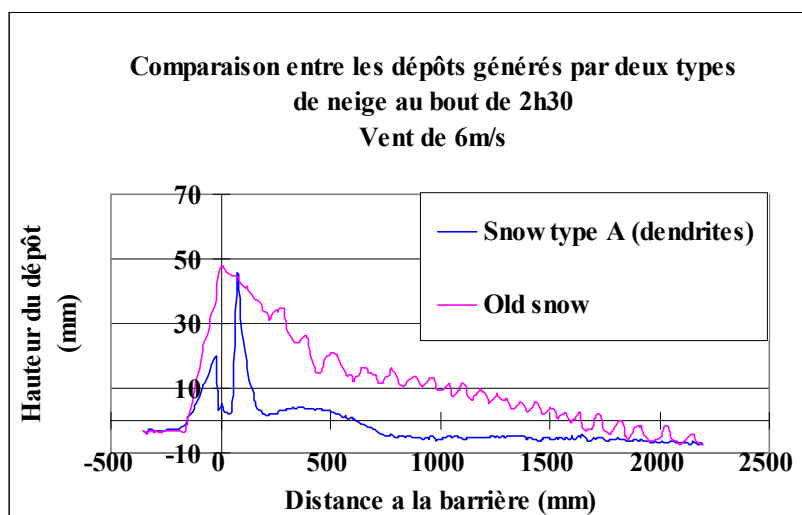


Figure 82 : dépôts au bout de 2h30. Comparaison entre deux types de neige.

8.5 Influence du type de neige sur la densité du dépôt

Des mesures de densité dans la congère autour de la barrière à neige font également apparaître de fortes différences entre la congère formée par la neige type A (150 kg.m^{-3}) et celle formée par la neige type grains fins (484 kg.m^{-3}). Là encore, cette différence implique que les conséquences d'un épisode de transport en terme de risque d'avalanche dépendent fortement du type de neige. Dans un cas nous avons affaire à une plaque légère de neige fraîche, tandis que dans l'autre cas nous obtenons une plaque dense de grains fins. Les efforts exercés par cette plaque sur le manteau neigeux situé dessous, et l'ancrage de cette plaque seront donc différents dans les deux cas. Remarquons cependant que dans cette expérience nous n'avons pas tenu compte du fait que lors d'un épisode de transport, si les particules sont transportées sur une longue distance, elles vont avoir tendance à s'uniformiser. Elles vont perdre leurs dendrites et s'arrondir. La différence au niveau du dépôt sera donc moins prononcée que dans nos expériences où la distance de transport est très courte (quelques mètres).

8.6 Conclusion

Ces expériences mettent donc en évidence que le processus de formation du dépôt est étroitement lié au type de particules transportées, tant pour la vitesse de formation du dépôt, que pour le volume de neige déposé ou sa densité. Il s'avère donc nécessaire d'étudier plus finement l'influence de chaque type de neige sur le processus de dépôt, pour pouvoir améliorer le modèle numérique de transport.

Chapitre 9

Vitesses seuils d'érosion et de dépôt de la neige

9.1. Définitions

La connaissance des vitesses seuils d'érosion et de dépôt de la neige transportée par le vent est nécessaire, afin de prévoir le début et la fin des épisodes, et donc d'avoir une idée de leur importance.

Selon Bagnold (1941), la vitesse seuil d'arrachement ou d'érosion est la vitesse minimale du fluide nécessaire à la mise en mouvement des particules par entraînement aérodynamique. C'est la vitesse du vent qui marque le passage d'une période d'absence de transport à une période de transport. Dans cette étude, lorsque nous parlerons de vitesse seuil d'érosion, il s'agira de la vitesse du vent à 10 m de hauteur, au début d'un épisode de transport, c'est à dire lorsque les particules de neige commencent à être érodées.

Toujours selon Bagnold (1941), la vitesse seuil de dépôt est la vitesse minimale du fluide nécessaire au maintien du processus de saltation. C'est la vitesse du vent qui marque le passage d'une période de transport à une période sans transport. Dans cette étude, la vitesse seuil de dépôt correspond à la vitesse du vent à 10 m de hauteur à la fin d'un épisode de transport.

La connaissance précise des ces paramètres est importante pour la modélisation numérique du transport de la neige par le vent. En effet, l'utilisation d'une valeur trop élevée de la vitesse seuil d'érosion conduira à une sous-estimation de la présence de transport de neige par le vent, et donc du risque de formation de congère sur les routes ou d'accumulation de neige dans les zones de départ d'avalanches. Tandis qu'une valeur trop faible de ce paramètre provoquera une surestimation du risque. Pour une utilisation opérationnelle de notre modèle numérique de transport dans la gestion du risque, il s'avère donc nécessaire de déterminer au mieux ces paramètres, pour chaque type de neige susceptible d'être transportée.

9.2 Principe de la mise en envol des particules (Naaim-Bouvet (1997))

9.2.1 Notion de vitesse de frottement seuil

Lorsqu'un flux d'air augmente graduellement, dans un premier temps les particules ne bougent pas. Puis, il arrive un moment où les particules au sol sont délogées et entraînées par la force exercée par l'air.

En effet, la répartition de la vitesse autour d'une particule au repos sur une surface horizontale est dissymétrique; il y a donc génération d'une force verticale assimilée à une portance. La traînée est faible devant la portance, la condition d'adhérence à la paroi implique une vitesse locale faible. Lorsque la force de frottement est suffisamment importante pour engendrer une force de portance capable de soulever la particule, celle-ci est délogée et se met en mouvement.

Bagnold a été le premier à définir la condition limite d'envol des particules comme une fonction de leur diamètre moyen D_p (m), de leur masse volumique ρ_s (kg.m^{-3}) et de la masse volumique du fluide ρ_a (kg.m^{-3}).

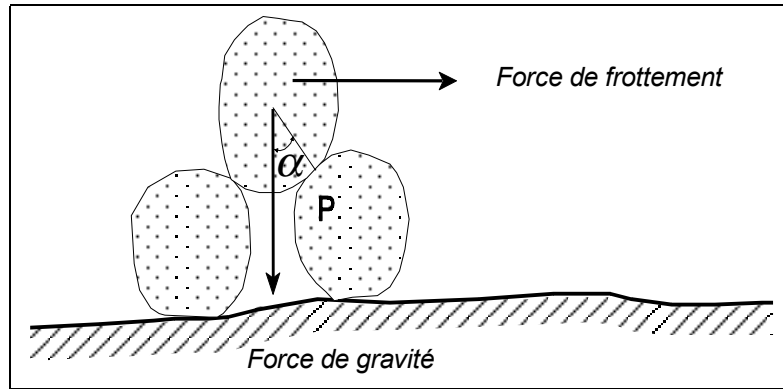


Figure 83 : forces exercées sur la particule (Bagnold (1941)).

Le raisonnement développé est le suivant :

Deux particules voisines se touchent par un point de contact P. A l'instant où une particule est délogée, elle tourne autour de ce point de contact (figure 83). On peut alors calculer le moment des forces de frottement et de gravité autour de ce point, si l'on connaît la valeur de l'angle α . L'emplacement des grains étant aléatoire, une bonne approximation de l'angle α consiste à considérer l'angle de frottement interne.

La force de frottement est donnée par :

$$\beta \rho_a u_*^2 D_p^2 \quad (\text{Eq. 71})$$

d'où son moment par rapport à P :

$$\beta' \rho_a u_*^2 D_p^3 \cos \alpha \quad (\text{Eq. 72})$$

La force de gravité est donnée par :

$$\frac{\pi D_p^3 (\rho_s - \rho_a) g}{6} \quad (\text{Eq. 73})$$

d'où son moment par rapport à P :

$$\frac{\pi D_p^4 (\rho_s - \rho_a) g \sin \alpha}{12} \quad (\text{Eq. 74})$$

avec β et β' coefficients de proportionnalité; ils dépendent de la turbulence, de la surface des grains exposée à la force de frottement et de la hauteur à laquelle s'exerce la force de frottement.

L'égalité des moments conduit à :

$$u_{*t} = A \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_a)}{\rho_a} g D_p} \quad (\text{Eq. 75})$$

Pour le sable, Bagnold a montré que A était égal à 0,1 si le rapport $R_* = \frac{u_* D_p}{\nu}$ était supérieur à 3,5 (figure 84). ν représente ici la viscosité cinématique du fluide ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) et R_* est appelé nombre de Reynolds de la particule.

Dans le cas d'un écoulement turbulent lisse ($R_* < 3.5$), la vitesse de frottement seuil d'arrachement des particules est d'autant plus forte que le diamètre des particules est petit (figure 84). Ceci n'est pas uniquement dû aux forces de cohésion intervenant pour de fines poudres; la paroi étant dynamiquement lisse, les particules sont dans ce cas noyées dans la sous-couche visqueuse.

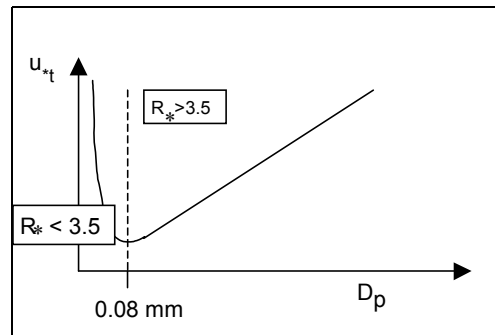


Figure 84 : vitesse de frottement seuil en fonction du diamètre des particules pour du sable dans l'air (Bagnold (1941)).

9.2.2 Cas particulier de la neige

Dans le cas de la neige, les forces de cohésion inter-particules (qui dépendent du temps, de la taille des particules, de la température et de l'humidité de l'air) sont généralement plus importantes que la force de gravité. De plus, la particule ne va plus être un grain parfaitement sphérique et va posséder une certaine dendricité. Le phénomène se complique donc fortement.

9.2.2.1 Variation de la vitesse-seuil en fonction de la température

Oura (1968) a réalisé des expériences en Antarctique pour trouver une relation entre température et vitesse-seuil, dans le cas de particules provenant d'une chute de neige sans vent. En reportant sur un graphique les phénomènes de transport et de non-transport (figure 85), il a tenté de déterminer une courbe limite. Bien que cette dernière ne soit pas très nette, on distingue une décroissance de la vitesse-seuil avec la température pour une plage de 0°C à -7°C suivie d'une stagnation au-dessous de -7°C .

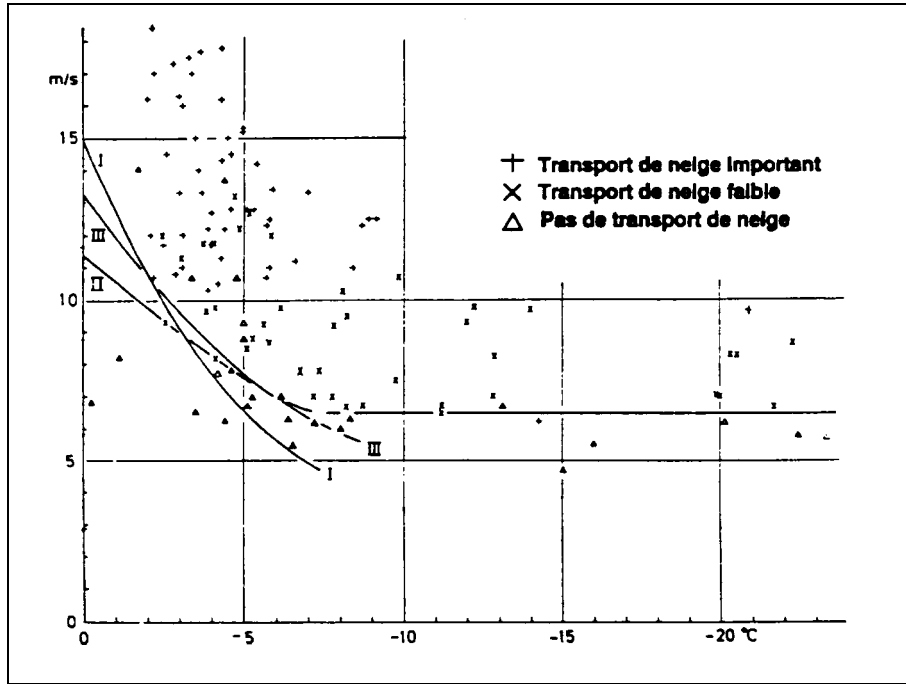


Figure 85 : variation de la vitesse seuil en fonction de la température (Oura (1968)).

Oura envisage les trois hypothèses suivantes concernant la relation entre la force F appliquée sur les particules neigeuses et la vitesse U du vent :

$$I) F \propto U \quad II) F \propto U^2 \quad III) F \propto C_d U^2 \quad (Eq. 76)$$

avec U vitesse du vent ($m.s^{-1}$),

F force nécessaire pour séparer une particule neigeuse du manteau neigeux (N),

C_d coefficient de traînée en fonction de U .

C'est en fonction de ces hypothèses que l'on obtient les courbes I, II et III. En dessous de $-7^\circ C$ les forces de cohésion entre les grains deviennent négligeables et la neige se comporte comme du sable sec. Etant donné le faible échantillonnage, Oura considère ces 3 différentes hypothèses toutes plausibles.

Cette étude, pour être complète, devrait aussi prendre en considération l'humidité, la taille, et l'histoire des particules de neige. En effet, si la température est positive avant de descendre en dessous de $-7^\circ C$, il y a cohésion de regel et la reprise devient pratiquement impossible.

9.2.2.2 Variation de la vitesse-seuil en fonction de la dureté de la surface

L'humidité, la température, la taille et l'histoire des particules ont une influence directe sur l'état de la surface neigeuse. Aussi, Kotlyakov (1961) a mesuré la dureté de la neige à l'aide d'un pénétromètre à ressort.

La relation obtenue entre la vitesse-seuil U_t ($m.s^{-1}$) et la dureté de la surface D ($kg.cm^{-2}$) est du type linéaire (figure 86).

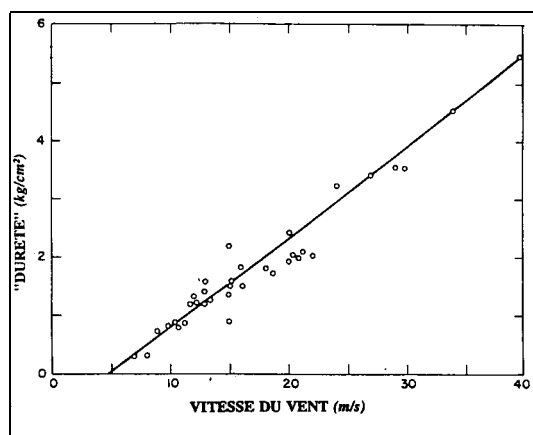


Figure 86 : relation entre dureté de la surface neigeuse et vitesse seuil (Kotlyakov (1961)).

Malheureusement, dans ce cas comme dans la plupart des expériences de ce type, les instruments utilisés ne permettaient pas d'appréhender finement la constitution de la neige de surface.

9.2.2.3 Variation de la vitesse-seuil en fonction de l'indice de mobilité : le modèle Protéon

Afin de tenir compte de l'influence des forces de cohésion inter-particules sur l'occurrence du transport de neige ainsi que de celles de la morphologie du grain de neige, le Centre d'Etudes de la Neige (Météo France) a développé un modèle déterministe PROTEON (**PR**évision de l'**O**ccurrence du Transport **E**olien de la Neige) (Guyomarc'h et al. (1998)).

Ils ont tout d'abord détecté des épisodes de transport à l'aide d'un capteur de hauteur de neige à ultra-sons : durant un épisode de transport de neige par le vent, les mesures réalisées par ce capteur oscillent, en raison d'une limite air/neige peu marquée. La saltation modifie en effet la réflexion des ondes ultrasonores à la surface de la neige. Pour identifier les périodes de transport, l'équipe du CEN de Météo France a utilisé une moyenne glissante sur 6 heures de la valeur absolue des écarts horaires du capteur. Lorsque cette moyenne s'écartait du zéro, c'est qu'il y avait présence de transport (Castelle (1995)).

En parallèle, afin de relier la vitesse d'érosion aux caractéristiques intrinsèques à la couche de neige et au grain de neige, le CEN a mis au point une méthode permettant d'obtenir une caractérisation de la morphologie des cristaux de neige contenus dans des échantillons prélevés sur le terrain (particules de neige au sol et dans le flux de transport) tout en enregistrant sur station automatique la vitesse moyenne horaire du vent ayant déclenché le début du transport éolien. La neige à étudier est prélevée dans des flacons d'iso octane, produit mouillant parfaitement les surfaces de glace et inhibant pendant plusieurs semaines toute métamorphose des grains, à condition de maintenir l'échantillon à une température négative. Les échantillons, conservés en chambre froide dès le retour du terrain, sont étudiés

ultérieurement : après filtration de l'échantillon, les grains sont observés sous microscope et leur image numérisée. Un logiciel de traitement d'images permet alors de calculer différents paramètres morphologiques.

L'équipe de recherches du CEN a ainsi déterminé un indice de mobilité *m.i.*, fonction de :

- La sphéricité *s*, variant de 0 à 1 et correspondant au rapport entre la forme arrondie et la forme anguleuse,
- La dendricité *d*, variant de 1 pour de la neige fraîche à 0 pour de la neige type grains fins ou faces planes.
- La taille des particules (variant de 0,4 mm à 1,5 mm)
- L'historique de la couche de neige : une couche de neige ayant subi une phase liquide est considérée comme presque impossible à éroder, soit parce qu'elle comporte encore de l'eau sous forme liquide, soit parce que cette eau est regelée (croûte de regel).

Dans le cas de la neige à dendricité non nulle (neige fraîche), on obtient :

$$m.i. = 0,75d - 0,5s + 0,5 \quad (Eq. 77)$$

Dans le cas de la neige à dendricité nulle (neige ayant subi des métamorphoses par effet de gradient ou par humidification), on obtient :

$$m.i. = -0,583 \, gs - 0,833 \, s + 0,833 \quad (Eq. 78)$$

L'indice de mobilité conjugué à la vitesse moyenne horaire du vent permet de déterminer l'indice de transport *s.i.*

$$s.i. = -2,868 e^{(-0,085 U_{10})} + 1 + m.i. \quad (Eq. 79)$$

où U_{10} est la vitesse moyenne horaire du vent à 10 mètres de haut.

Une valeur positive de *s.i.* indique la présence de transport de neige par le vent.

Une valeur négative de *s.i.* indique l'impossibilité de transport de neige par le vent (figure 87).

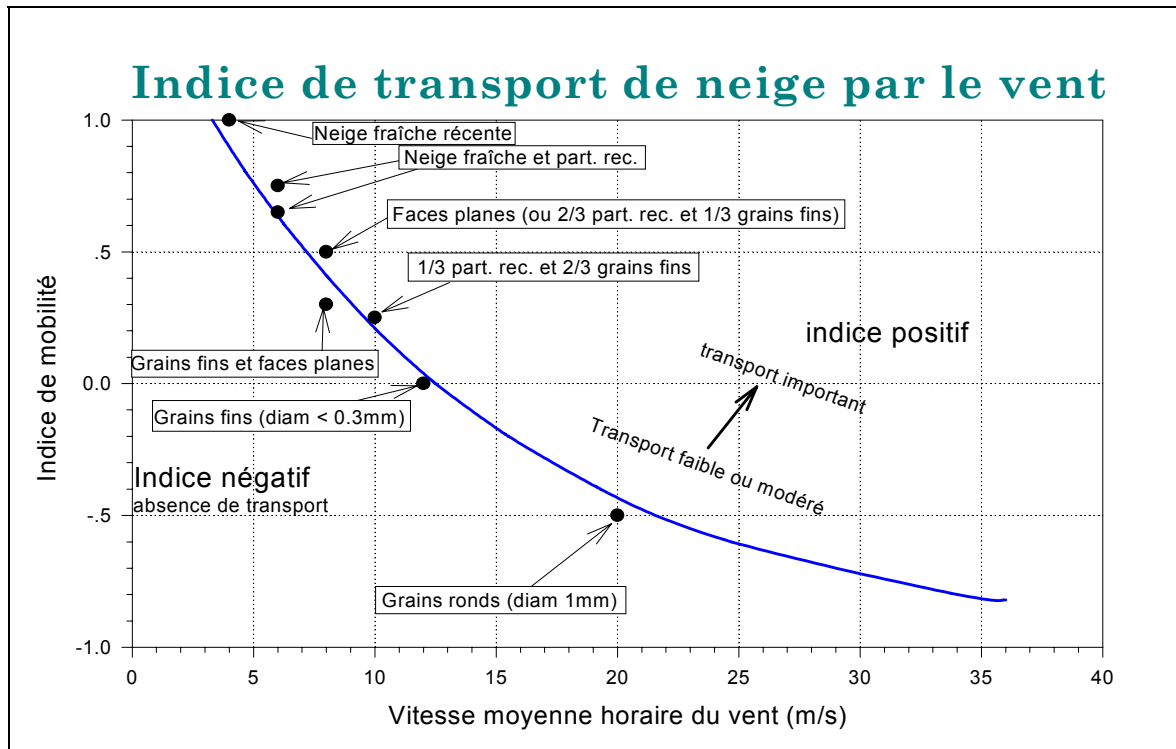


Figure 87 : variation de la vitesse seuil d'arrachement (moyenne horaire) en fonction de l'indice de mobilité (G. Guyomarc'h, L. Merindol (1995)).

9.2.2.4. Variation de la vitesse seuil en fonction de la cohésion de frittage

Les parties les plus aiguës du grain de neige ont tendance à se sublimer (transformation de la glace en vapeur d'eau). Cette vapeur d'eau disponible va se diffuser puis se condenser (transformation de la vapeur d'eau en glace) dans les parties concaves. Il y a donc un "émoussage" progressif des grains qui étaient à l'origine dendritiques ou anguleux. D'autre part au point de contact des grains, des formes concaves apparaissent et sont le lieu de condensation solide conduisant à la formation de ponts de glace.

Schmidt (1980) a étudié de façon théorique l'influence des ponts de glace sur la vitesse seuil d'arrachement des particules.

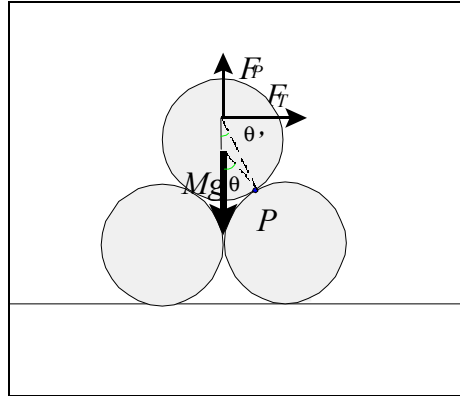


Figure 88 : bilan des forces dans le cas des particules sphériques sans cohésion (Schmidt turbulent (1980)).

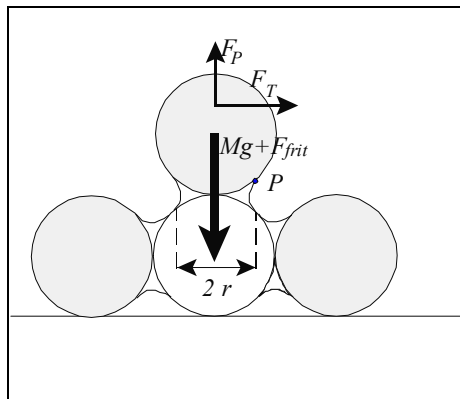


Figure 89 : bilan des forces dans le cas des particules avec ponts de glace (Schmidt turbulent (1980)).

A partir de l'analyse réalisée par Chepil (1959) pour des particules solides (analyse qui tenait compte de la portance et de la turbulence), Schmidt introduit la force de cohésion de frittage (N) :

$$F_{frit} = \pi r^2 \phi \quad (Eq. 80)$$

avec ϕ contrainte de frittage ($N.m^{-2}$).

F_{frit} est appliquée au centre de gravité de la particule et vient s'ajouter au poids de cette dernière. Le point de contact P (situé à r , rayon du pont de glace) autour duquel sont calculés les moments des forces lors de l'envol des particules est le point de contact entre la particule et le pont de glace.

Dans le cas des particules sphériques sans cohésion, Chepil (1959) obtient les relations suivantes ($F_P = 0,85 F_T$). (F_P et F_T sont les forces de portance et de traînée correspondant à la décomposition de la force de frottement) $\theta = 33^\circ$ et $\theta' = 24^\circ$) :

$$u_{*t} = \sqrt{\frac{0.66(\tan\theta')\eta}{(1+0.85\tan\theta')\gamma}} \cdot \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_a)}{\rho_a} g D_p} \quad (\text{Eq. 81})$$

$$A = \sqrt{\frac{0.66(\tan\theta')\eta}{(1+0.85\tan\theta')\gamma}} \quad (\text{Eq. 82})$$

γ est le rapport maximal entre contrainte moyenne à la paroi et contrainte instantanée à la paroi et η est le rapport entre la contrainte seuil à la paroi et la force de traînée seuil ($\eta = 0.21$).

Dans le cas de la neige (assimilée à une particule de glace sphérique sans cohésion, $\rho_s = 917 \text{ kg.m}^{-3}$, $\gamma = 2.5$, $R=0.2 \text{ mm}$) les formulations proposées par Chepil aboutissent à une valeur de u_{*t} de 24 cm.s^{-1} .

Dans le cas des particules sphériques avec pont de glace, Schmidt (1980) obtient les relations suivantes:

$$u_{*t} = \sqrt{\frac{(1.33R(\rho_s - \rho_a)g + (\frac{r}{R})^2 \beta)\eta}{\gamma \cdot \rho_a (0.85 + \frac{R}{0.7r})}} \quad (\text{Eq. 83})$$

soit

$$A = \sqrt{\frac{(1.33R(\rho_s - \rho_a)g + (\frac{r}{R})^2 \beta)\eta}{(\rho_s - \rho_a)g2R\gamma(0.85 + \frac{R}{0.7x})}} \quad (\text{Eq. 84})$$

R est le rayon de la particule sphérique (m) et r est le rayon du pont de glace (m).

La vitesse de frottement seuil estimée à partir de la formule proposée par Schmidt ne doit pas être considérée comme une valeur moyenne. En effet elle correspond au cas où il n'y a qu'un seul pont de glace; il s'agit donc d'une valeur minimale. Cependant cette formule permet de prévoir l'évolution (augmentation ou diminution) de la vitesse de frottement seuil, en fonction des paramètres que sont la cohésion (β) et le rapport rayon de courbure de la sphère sur rayon de courbure du pont de glace.

Plus r/R augmente plus la contrainte de frottement seuil augmente (figure 90) :

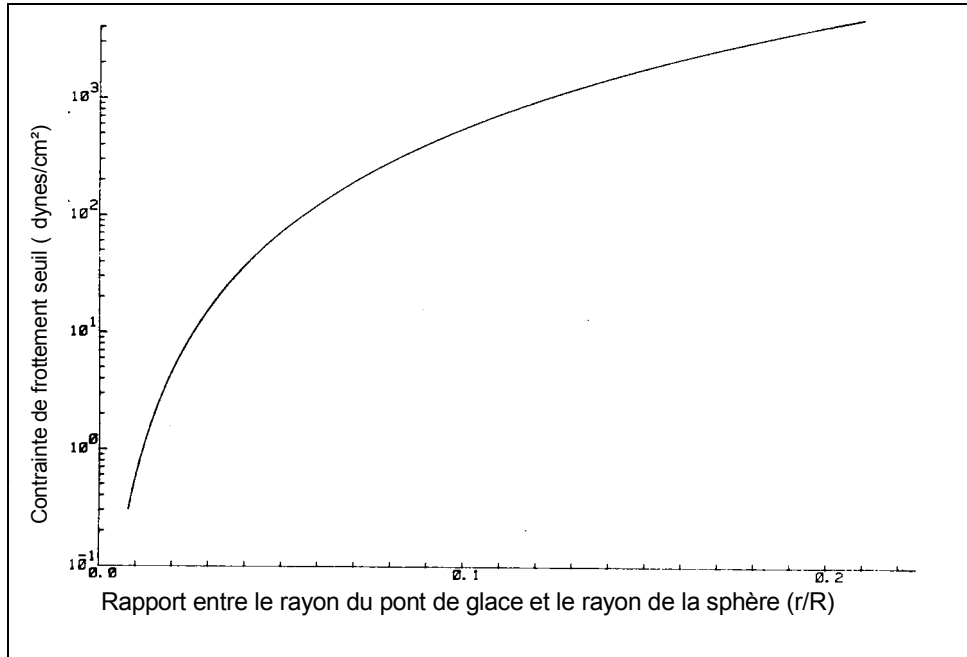


Figure 90 : variation de la contrainte de frottement seuil en fonction du rapport r/R avec $\gamma = 2,5$ et $\beta = 10$ bars (Schmidt, 1980) ($1 \text{ dynes.cm}^{-2} = 0,1 \text{ N.m}^{-2}$).

Plus la cohésion de frittage augmente, plus la contrainte de frottement seuil augmente. Comme le décrit Schmidt (1980), cette cohésion de frittage est fonction du diamètre de la sphère, de l'humidité, et de la température.

Au moment de la chute de neige, la vitesse de frottement seuil est d'autant plus grande que la température est élevée et l'humidité importante.

Après la chute de neige, le frittage augmente avec le temps, donc la vitesse de frottement seuil aussi. Cependant, le taux d'accroissement décroît avec le temps et est plus faible pour les basses températures, car la transformation de la neige se fait plus lentement à basse température.

9.2.3 Influence de la rugosité

Les différentes mesures expérimentales montrent que la vitesse de frottement seuil varie suivant l'état de surface du sol, qui est caractérisé par la rugosité.

Un raisonnement simple permet de l'expliquer (Marshall (1971)).

Dans le cas d'une surface érodable lisse, la force de cisaillement seuil du fluide s'exprime par :

$$\tau_{th\text{ lisse}} = \rho_a u_{*t\text{ lisse}}^2 \quad (\text{Eq. 85})$$

Dans le cas d'une surface érodable rugueuse (où la rugosité est constituée par des éléments non érodables), on considère d'une façon simplifiée que la contrainte (τ_{rugueux}) exercée par le fluide se répartit entre les éléments érodables (τ_e) et les éléments non érodables ($\tau_{n,e}$).

$$\tau_{\text{rugueux}} = \tau_e + \tau_{n.e} = \rho_a u_{*e}^2 + \rho_a u_{*n.e}^2 = \rho_a u_{* \text{rugueux}}^2 \quad (\text{Eq. 86})$$

De façon plus précise, Marshall (1971) montre que :

$$\tau_{\text{rugueux}} = \frac{E}{S} + \frac{S'}{S} \tau_{n.e} \quad (\text{Eq. 87})$$

avec S surface totale au sol (m²),
 S' surface au sol non couverte (m²),
 E énergie dissipée par les obstacles (N/m²).

Au seuil d'arrachement des particules, la contrainte de frottement seuil mesurée sur le terrain rugueux sera :

$$\tau_{\text{th rugueux}} = \rho_a u_{* \text{t rugueux}}^2 = \frac{S'}{S} \rho_a u_{* \text{t lisse}}^2 + \frac{E}{S} \quad (\text{Eq. 88})$$

Les vitesses de frottement seuils mesurées sur des surfaces rugueuses ($u_{* \text{rugueux}}$) seront donc plus élevées que celles mesurées sur des surfaces lisses ($u_{* \text{lisse}}$) (Gillette (1980), (1982)), (Iversen et White (1982)).

9.2.4. Influence de la turbulence

9.2.4.1. Mise en envol des particules et tension de Reynolds

L'initiation du mouvement des particules sur un lit granulaire s'effectue en réponse à un pic de la tension de Reynolds exercée par le fluide sur le lit de particules ($-\rho_a u'v'$). Dès 1970, Grass met en évidence l'influence de la turbulence sur l'instabilité initiale d'un lit de sable dans l'eau. Grass constate qu'il existe des dispersions dans les résultats des expériences réalisées en vue d'obtenir la contrainte de cisaillement seuil. La divergence des résultats obtenus peut provenir de la difficulté à définir la limite exacte à partir de laquelle les particules sont arrachées; il n'y a pas mise en mouvement en bloc des particules, d'où la part d'arbitraire dans le choix du point de départ.

Mais les différences observées peuvent provenir aussi de l'influence de la turbulence de l'écoulement considéré; en effet dans les expériences réalisées, la turbulence n'apparaît qu'à travers la contrainte de cisaillement moyenne à la paroi, ce qui laisse sous-entendre que les conditions aux limites sont identiques dans toutes les expériences; or ce n'est pas le cas. En fait lorsque la vitesse d'un fluide au-dessus d'un lit de particules sans cohésion augmente suffisamment, les grains commencent à se mettre en mouvement de façon aléatoire et intermittente.

9.2.4.2. Production de la turbulence dans le cas d'une couche limite turbulente lisse

Nous rappelons ici la synthèse des connaissances en la matière effectuée par Cousteix (1989). Dans une couche limite turbulente lisse, l'écoulement s'organise près de la paroi, en lanières parallèles à la vitesse extérieure, avec en alternance des lanières de faibles vitesses et des lanières de plus fortes vitesses. L'espacement adimensionnel λ^+ (avec $\lambda^+ = \lambda u_* / \nu$) entre les

bandes de faible vitesse est de l'ordre de 100. Leur étendue longitudinale est de l'ordre de $1000u^*/\nu$. Ces structures sont observées entre $y^+=0$ et $y^+=40$ (avec $y^+=(yu^*)/\nu$). Les lanières à faibles vitesses migrent lentement vers l'extérieur de la couche limite. Près du bord extérieur de la sous-couche visqueuse, on observe un mouvement ascendant plus prononcé : la lanière à faible vitesse oscille. Après quelques-unes de ces oscillations, on observe un brusque éclatement (burst). Il semble qu'un burst puisse se composer de plusieurs phases d'éjection rapprochées. Par ailleurs, l'éclatement en petites structures se poursuit au fur et à mesure que le fluide à faible vitesse s'éloigne de la paroi. La phase d'éjection et d'éclatement (burst) est suivie d'une phase pendant laquelle on observe un flux de fluide à grande vitesse dirigé vers la paroi et balayant la région de proche paroi presque parallèlement à elle-même (sweep). C'est l'interface de cette zone avec le fluide plus lent (lanière à faible vitesse) qui est instable et qui produit la zone tourbillonnaire (figure 91).

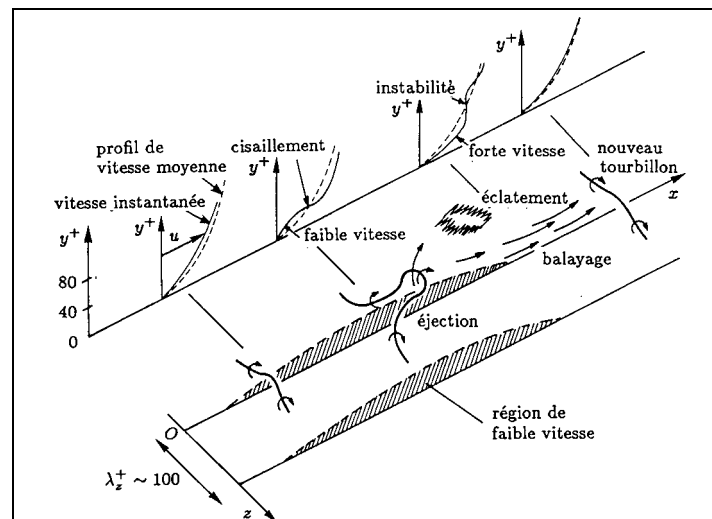


Figure 91 : modèle de production de la turbulence près de la paroi d'après Hinze (Cousteix (1989)).

Falco (Cousteix (1989)) a proposé un modèle du processus de production de turbulence (figure 92) : la séquence démarre par la formation d'une paire de lanières à faible vitesse entre lesquelles s'établit une poche où se forme un tourbillon très intense. Autour des lanières s'établissent également des tourbillons en épingle à cheveux. Le tourbillon principal entre en interaction avec eux et induit leur soulèvement qui conduit à l'éclatement. Par ailleurs l'interaction entre les régions interne et externe peut donner lieu à la formation d'un tourbillon primaire en épingle à cheveux.

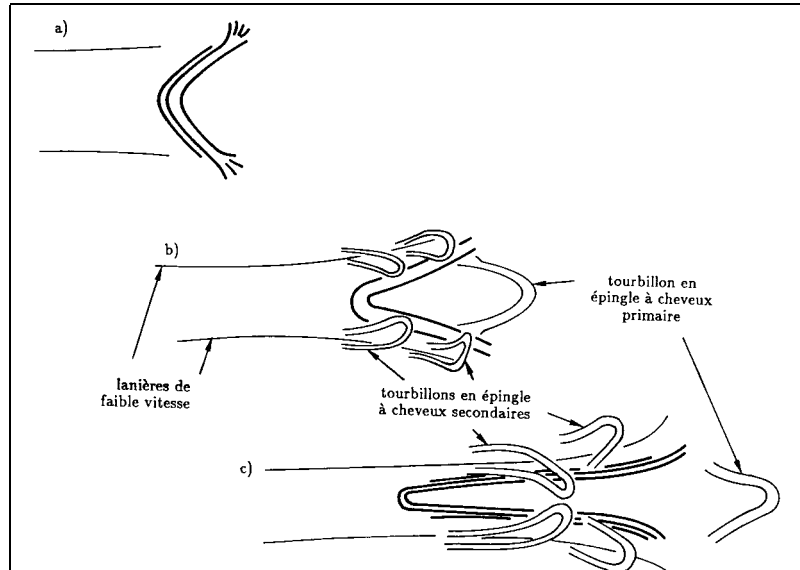


Figure 92 : modèle de production de la turbulence près de la paroi d'après Falco (Cousteix (1989)).

Les phases d'éjection et de balayage contribuent à une production intense des tensions de Reynolds instantanées $-\rho_a u'v'$

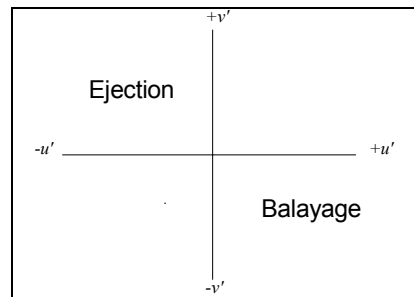


Figure 93 : phase d'éjection et de balayage.

Pendant les éjections, la vitesse longitudinale est relativement faible ($u' < 0$) et le mouvement est dirigé vers l'extérieur ($v' > 0$) alors que pendant le balayage (figure 93), la vitesse longitudinale est importante ($u' > 0$) et le mouvement est dirigé vers l'intérieur ($v' < 0$).

Entre ces phases, la corrélation $u'v'$ est positive ; la production est donc négative.

D'après Falco, le tourbillon primaire en épingle à cheveux peut produire des tensions de Reynolds instantanées de fort niveau; mais il est peu fréquent.

9.2.4.3 Extension au cas d'une couche limite turbulente rugueuse

Le modèle précédent nécessite implicitement l'existence d'une sous-couche limite visqueuse dans laquelle les lanières à faible vitesse peuvent prendre naissance et monter vers l'extérieur de la couche limite (cas de la couche limite turbulente lisse).

Cependant, on peut se poser la question suivante : le modèle peut-il encore s'appliquer lorsqu'il émerge de la surface des formes ou des grains de rugosité appréciable qui conduisent à une suppression ou une interruption de la sous-couche visqueuse ?

Pour tenter de répondre à la question, Best (1993) a fait une synthèse des connaissances sur la structure de la couche limite à proximité d'une paroi rugueuse.

Rugosité et lanières à faible vitesse

Grâce à la technique des bulles d'hydrogène, Grass (1970) a visualisé la structure de l'écoulement d'eau sur un lit de particules sphériques unimodales dont le diamètre pouvait atteindre 12 mm. Il distingue ainsi deux zones :

- une zone perturbée située à proximité du lit de particules, zone qui est dominée par les effets de décollement autour des éléments de rugosité,
- une zone située au-dessus de la première, dans laquelle les perturbations liées à la rugosité sont faiblement marquées et où se forment des lanières à faible vitesse avec $\lambda/h_s = \text{cst}$ (où h_s est la hauteur des rugosités).

Cette expérience pourrait donc laisser à penser que la structure en lanières à faible vitesse persiste sur des parois rugueuses.

Influence des tourbillons de Kelvin-Helmoltz

La précédente configuration (ratio h_s/Y (rugosité sur hauteur d'eau), densité et arrangement des rugosités) rend difficile l'interprétation des résultats. En effet, les éléments de rugosité qui émergent dans le fluide peuvent générer une série d'instabilités de Kelvin-Helmoltz, le long de la zone de décollement. De plus, l'enroulement de la couche limite autour de la rugosité génère des tourbillons en fer à cheval qui ne sont cependant pas les mêmes que ceux issus de la couche limite turbulente lisse (Clifford (1991)).

L'étude de Nowell et Church (1979) sur l'influence des rugosités sur l'écoulement dans un canal est, à ce titre, plus complète. Elle fait apparaître l'existence de trois zones (figure 94) :

- une région interne ($y/Y < 0,1$) dont le comportement dépend de la rugosité des éléments,
- une région de sillage ($0,1 < y/Y < 0,35$) qui est dominée par le lâchage des tourbillons du pourtour de l'obstacle,
- une région externe ($y/Y > 0,35$) où l'intensité turbulente décline de façon monotone en direction de la surface libre.

En effet la densité des éléments de rugosité joue un rôle essentiel sur le profil de vitesse et de turbulence. On peut ainsi définir trois classes de densité :

- les rugosités isolées : c'est dans cette configuration que la turbulence au niveau du lit est la plus importante (les tourbillons lâchés à partir de la zone de décollement atteignent le sol),
- les rugosités avec interaction de sillages : dans ce cas les instabilités de Kelvin-Helmoltz peuvent interagir,

- les rugosités "lisses" où le développement de la zone de décollement derrière chaque obstacle est limité par la présence de la rugosité suivante.

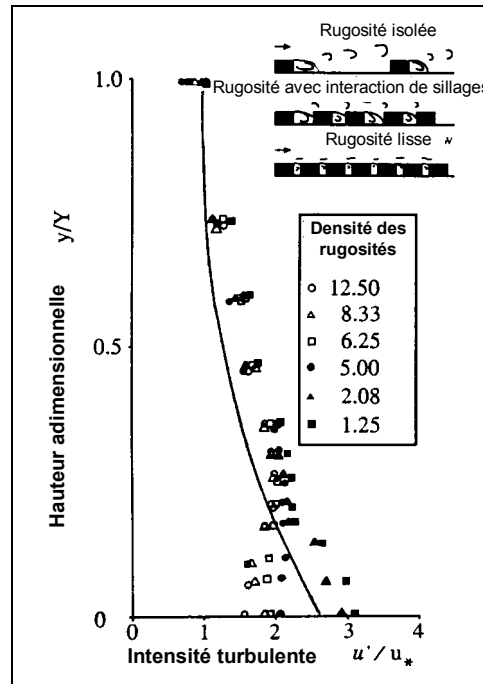


Figure 94 : influence de la densité de rugosité sur les profils d'intensité de turbulence (Nowell et Church (1979)).

A partir de visualisations, Kirkbride (1993) a montré le lâchage des tourbillons et leur advection en direction de la surface libre (figure 95).

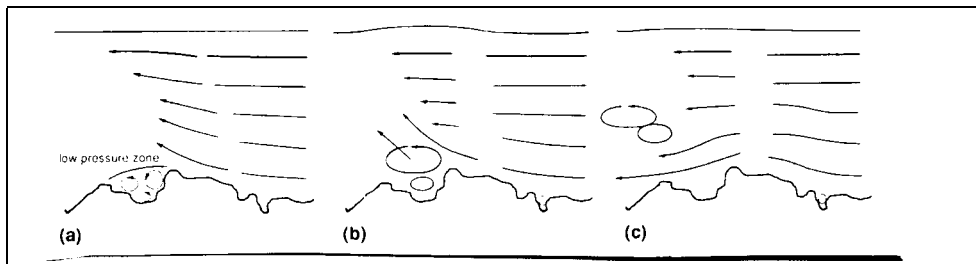


Figure 95 : lâchage des tourbillons (Kirkbride (1993)).

La fréquence f de lâchage peut être reliée aux caractéristiques du flux par l'intermédiaire du nombre de Strouhal S_t :

$$S_t = \frac{(fH)}{U} \quad (\text{Eq. 89})$$

avec H taille de l'obstacle (m),
 U vitesse moyenne du fluide (m.s^{-1}).

Le nombre de Strouhal a une valeur caractéristique de 0,2 pour des faibles nombres de Reynolds mais peut atteindre une valeur de 0,4 pour des nombres de Reynolds plus importants. Donc à partir de la fréquence de lâchage des tourbillons, on peut connaître la taille de l'obstacle (Clifford (1991)).

$$H = \frac{(0,2U)}{f} \quad (Eq. 90)$$

Bien que cette approche soit raisonnable pour des configurations simples, elle devient plus problématique, à partir du moment où les fluctuations de vitesse donnent lieu à une large gamme de tailles de tourbillons et où il y a une large gamme de taille de grains. Il est donc difficile d'utiliser le nombre de Strouhal pour des écoulements géophysiques.

Même si les mécanismes précis de génération ne sont pas les mêmes, la dynamique d'entraînement des particules est similaire pour les écoulements lisses et les écoulements rugueux.

9.2.5 Notion de vitesse seuil de dépôt

La vitesse seuil de dépôt correspond à un couplage de deux phénomènes :

- les particules en saltation qui heurtent des particules au sol ne possèdent plus assez d'énergie pour en arracher de nouvelles ou rebondir,
- le vent ne fournit pas assez d'énergie à ces particules impactées pour les arracher. Il y a alors arrêt de l'érosion et donc fin du transport de la neige par le vent.

La vitesse seuil de dépôt va dépendre des mêmes paramètres que la vitesse seuil d'érosion, puisque le principe d'arrachement lié au vent est toujours valable, mais également d'autres paramètres liés à la saltation, en particulier la force d'impact des grains en saltation qui heurtent des particules au sol. De plus, la morphologie des grains transportés va évoluer au cours du transport, puisque les dendrites vont avoir tendance à se casser, et la particule à s'arrondir, ce qui va là encore influencer sur la vitesse seuil de dépôt.

9.2.6 Conclusion de l'analyse bibliographique

A travers cette étude bibliographique, nous avons souhaité mettre en évidence toute la complexité de la caractérisation des vitesses seuils d'érosion et de dépôt, puisque celles-ci dépendent de très nombreux paramètres tels que la morphologie des grains, la rugosité de surface, ou la turbulence de l'écoulement. Notons par ailleurs que, dans la bibliographie, il existe peu d'études sur la vitesse seuil de dépôt qui est en générale confondue avec la vitesse seuil d'érosion.

9.3 Principe de nos mesures de vitesses d'érosion et de dépôt

Nous avons souhaité affiner l'étude menée par le centre d'Etude de la Neige aboutissant au modèle Protéon en utilisant le capteur acoustique de transport de neige par le vent développé au Cemagref comme indicateur du début et de la fin d'un épisode de transport. Ce capteur,

couplé aux données de vent sur le site expérimental du Col du Lac Blanc, nous donne plus précisément les vitesses seuils d'érosion et de dépôt de la neige transportée. Une analyse similaire des vitesses seuils a été effectuée sur les données provenant des expériences de la soufflerie climatique du CSTB de Nantes.

Dans cette étude, seule l'influence des propriétés intrinsèques au type de grain de neige et au manteau neigeux sur les vitesses seuils d'érosion et de dépôt ont été analysées. Nous n'avons pas tenu compte de la nature de l'écoulement ni de l'influence des rugosités.

Afin de déterminer quels types de grains de neige correspondent à ces vitesses seuils, nous avons deux possibilités : la première consiste à prélever directement sur place des échantillons de neige transportée et à les analyser ensuite en chambre froide. La seconde utilise les données du modèle Crocus, qui donne l'évolution du type de grain dans chaque couche de neige au cours de l'hiver. Cette seconde méthode semble moins rigoureuse, puisqu'elle introduit les incertitudes liées à la modélisation, par contre elle présente plusieurs intérêts : elle permet tout d'abord de traiter un nombre d'épisodes de transport beaucoup plus important que de simples expériences in situ, puisque nous ne sommes pas toujours sur notre site expérimental durant les épisodes de transport. De plus, l'un des objectifs du Cemagref et du CEN est le couplage des modèles numériques de la chaîne permettant de passer de la prévision météorologique à la modélisation du transport éolien. Et le modèle Crocus fait partie de cette chaîne de modèles. Enfin, la chambre froide du Centre d'Etude de la Neige était hors service lors de cette étude, pour des raisons techniques. Nous avons donc utilisé les sorties du modèle Crocus comme indicateurs du type de grain de neige susceptible d'être érodé.

9.4 Déterminations expérimentales des vitesses seuils d'érosion

9.4.1 Etude à la soufflerie climatique du CSTB

Afin de déterminer ces vitesses seuils, nous avons dû définir une méthode de recherche du début des épisodes de transport sur le capteur acoustique. En effet, nous avons vu précédemment (II.4), que ce capteur est sensible aux particules transportées, mais aussi à d'autres paramètres tels que le vent, qui vont produire un bruit parasite. Notre problème est donc de savoir si, lorsque le signal commence à augmenter sur le capteur, il s'agit effectivement du début d'un épisode de transport, ou s'il peut s'agir d'un bruit parasite.

Pour estimer l'erreur faite en prenant le début de la hausse du signal comme début de l'épisode de transport, nous avons procédé de la manière suivante : nous avons tout d'abord filtré le signal du capteur acoustique à un seuil de 70 mV dans la soufflerie climatique du CSTB de Nantes. En effet, au-dessus de ce seuil, l'étude du capteur que nous avons fait montre que le signal correspond à du transport, et non pas à un bruit parasite, pour des vitesses de vent inférieures à 8 m.s⁻¹. Ce filtrage nous permet de majorer les vitesses d'érosion.

Nous avons ensuite recherché plus précisément les débuts de hausse du signal qui permettent de minorer les vitesses seuils d'érosion, toujours dans la soufflerie du CSTB. La comparaison entre ces deux extrema montre que la différence ne dépasse pas 25 % (figure 96). Nous avons donc choisi de poursuivre l'étude des vitesses seuils d'érosion via la seconde méthode (début de hausse du signal), en sachant que l'erreur faite sur nos mesures serait inférieure à 25%, et que cette incertitude ne peut que générer une sous-estimation de la vitesse d'érosion, donc une sur-estimation du transport.

Remarquons que dans la soufflerie du CSTB, nous avons également effectué une observation visuelle du démarrage de l'épisode de transport. Outre le fait que cette observation est difficile pour l'observateur étant données les conditions de l'expérience (froid et vent), il s'avère que l'œil est moins sensible que le capteur pour détecter le démarrage de l'épisode de transport (figure 96).

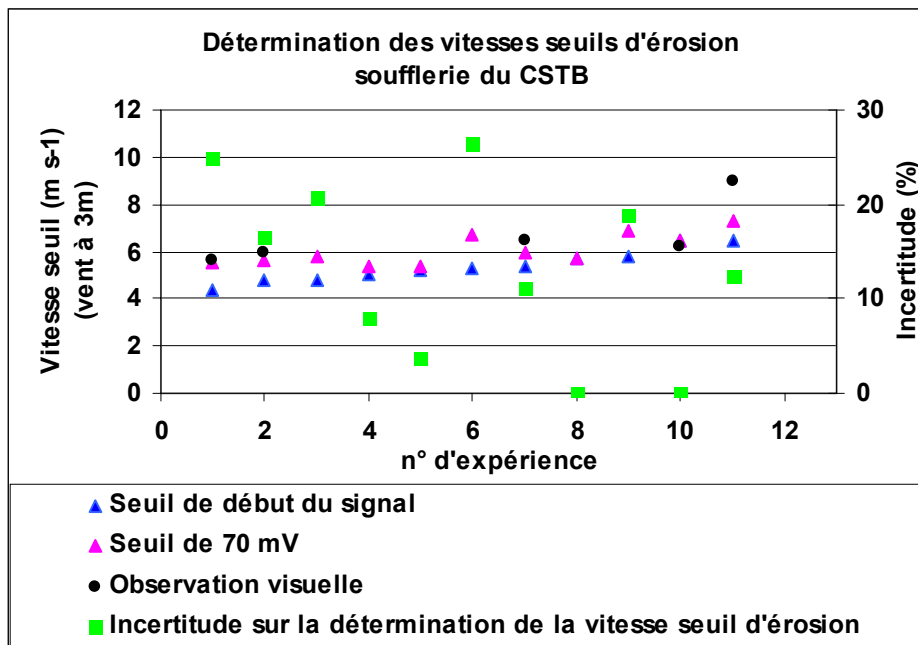


Figure 96 : détermination des vitesses seuils d'érosion à la soufflerie du CSTB.

Nous avons trouvé des vitesses seuil d'érosion variant de 4 à 6.5 m.s⁻¹ (figure 96). Les particules de neige de la soufflerie sont les mêmes pour toutes les expériences (billes de glace, de diamètre compris entre 0.3 et 0.4 mm). Cette dispersion des vitesses d'érosion ne peut donc s'expliquer que par des paramètres extérieurs au type de grain de neige, en particulier la durée pendant laquelle la neige reste au sol qui va influencer sur le phénomène de cohésion par frittage. Il s'avère donc important de tenir compte de l'historique du manteau neigeux et des conditions météorologiques pour avoir la vitesse d'érosion appropriée. C'est ce qui fait toute la complexité de la neige par rapport à des matériaux non cohésifs tels que le sable sec.

9.4.2 Etude in situ au Col du Lac Blanc

Nous avons procédé à la même analyse des données de transport sur le site expérimental du Col du Lac Blanc afin de déterminer les vitesses d'érosion et de dépôt. Ce travail a été réalisé sur les saisons 1998-99 et 1999-00, en ne conservant que les épisodes de transport sans chute de neige (figure 97). Bien que ces vitesses soient majoritairement de l'ordre de 7 à 8 m.s⁻¹, il est important de noter que leur dispersion n'est pas négligeable puisqu'elles peuvent varier de moins de 5 m.s⁻¹ à plus de 12 m.s⁻¹. Cela montre bien encore une fois l'importance de tenir compte du type de neige dans le modèle numérique : pour une même vitesse de vent, nous pourrions avoir dans un cas un épisode de transport, alors qu'un autre type de neige plus cohésive ne sera pas érodée.

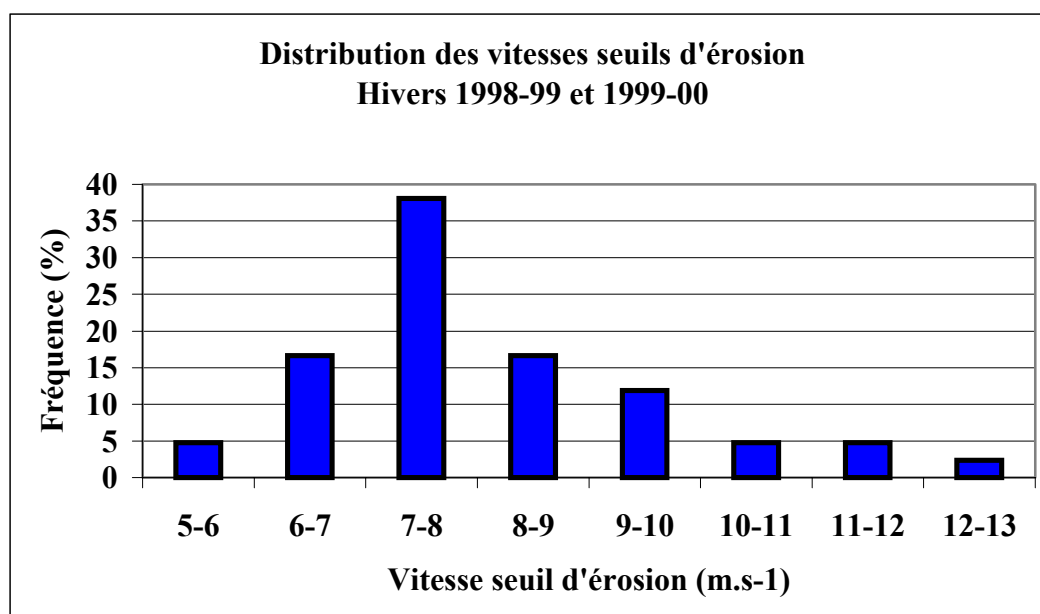


Figure 97 : distribution des vitesses seuils d'érosion au Col du Lac Blanc.

Nous avons ensuite utilisé le modèle Crocus afin de relier chacune des vitesses d'érosion ainsi déterminées à un type de grain de neige. Nos résultats ont été comparés à ceux du modèle Protéon (figure 98). Il semblerait que par rapport au capteur acoustique, Protéon surestime la mobilité de la neige dendritique. Nous observons en effet une différence de 90% en moyenne entre nos données et celles de Protéon pour la neige fraîche, et une erreur moyenne de 36% pour les particules reconnaissables. Protéon semble par ailleurs sous-estimer la mobilité de la neige non dendritique puisque nous avons une différence moyenne de 23 % pour la neige type face plane.

Ces différences peuvent s'expliquer de plusieurs façon. Tout d'abord, le modèle Crocus a été utilisé pour définir le type de grain érodé, alors que dans Protéon, le type de grain est déterminé par prise d'échantillon et analyse en chambre froide. Notre précision sur le type de grain transporté est donc moins fine que dans le modèle Protéon, ce qui génère pour nos données une imprécision sur la valeur de l'indice de mobilité μ_i . Par contre, nous détectons le début de l'épisode de transport à l'aide du capteur acoustique qui est plus précis que la

méthode de détection utilisée dans le modèle Protéon (capteur de hauteur de neige et détection visuelle). Nos vitesses seuils d'érosion sont donc plus précises que celles de Protéon. De plus, nous avons travaillé avec des données sur un pas de 15 minutes alors que dans Protéon, les données de vent étaient au pas horaire.

Pour améliorer la qualité de ces mesures, il serait donc souhaitable d'être présent sur le site lors des épisodes de transport, et de faire des prélèvements d'échantillons de neige transportée afin de les analyser ensuite en chambre froide.

Une autre possibilité serait de réaliser des expériences en soufflerie climatique avec différents type de neige pour mesurer les vitesses seuils d'érosion et de dépôt. Cela n'est pas réalisable dans la soufflerie du CSTB qui ne permet de travailler qu'avec de la neige artificielle. Par contre, la soufflerie du C.E.S. au Japon est bien adaptée à ce type d'expérience.

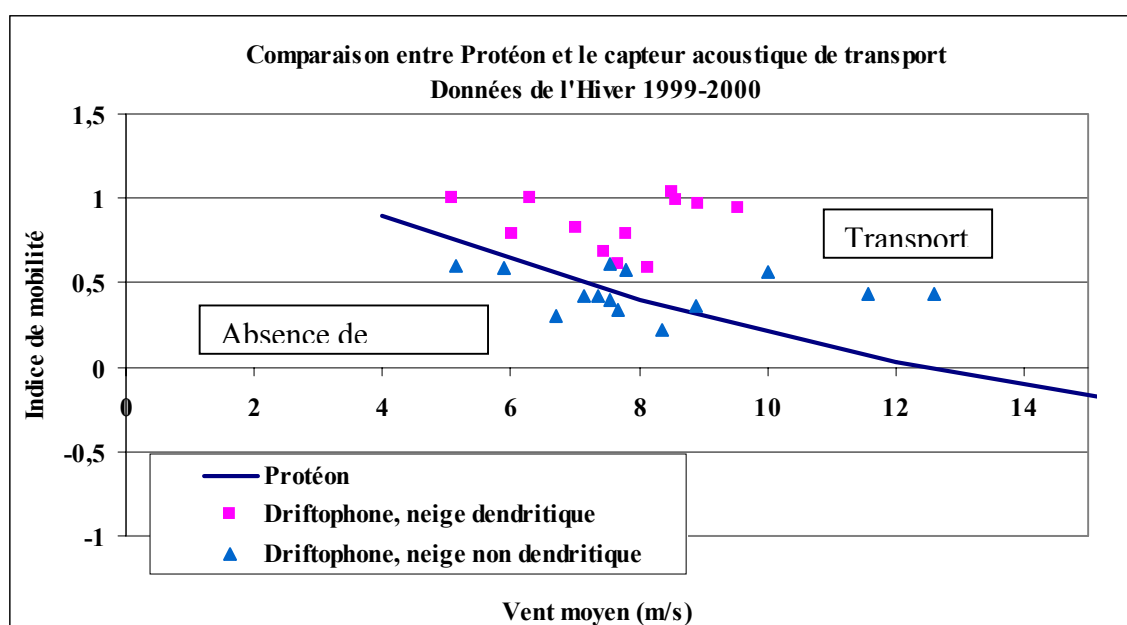


Figure 98 : comparaison des vitesses seuils d'érosion données par Protéon et le capteur acoustique.

9.5. Détermination expérimentale des vitesses seuils de dépôt

A l'aide du capteur acoustique de transport, nous avons également déterminé les vitesses seuils de dépôt qui correspondent à la fin d'un épisode de transport, afin de pouvoir les comparer aux vitesses seuils d'érosion. Le processus de traitement des données est similaire à celui utilisé pour déterminer les vitesses seuils d'érosion (figure 99).

Cependant, cette étude est incomplète : nous avons pu déterminer les vitesses de dépôt, mais il est difficile de les relier à un type de neige particulier. En effet, il faudrait d'abord connaître la nature de la couche de neige de surface, à la fin d'un épisode de transport. Si seule une couche de neige a été érodée partiellement, le problème est relativement simple : les vitesses seuils d'érosion et de dépôt correspondent au même type de grain de neige. Mais cela se complique

si plusieurs couches de neige sont érodées (par exemple une couche de neige fraîche puis une couche de grains fins). Dans ce cas la vitesse de dépôt ne correspond pas à la même couche de neige que la vitesse d'érosion. Nous n'avons pas réalisé d'expériences à ce sujet, et nous n'avons donc pas pu relier vitesse de dépôt et type de neige.

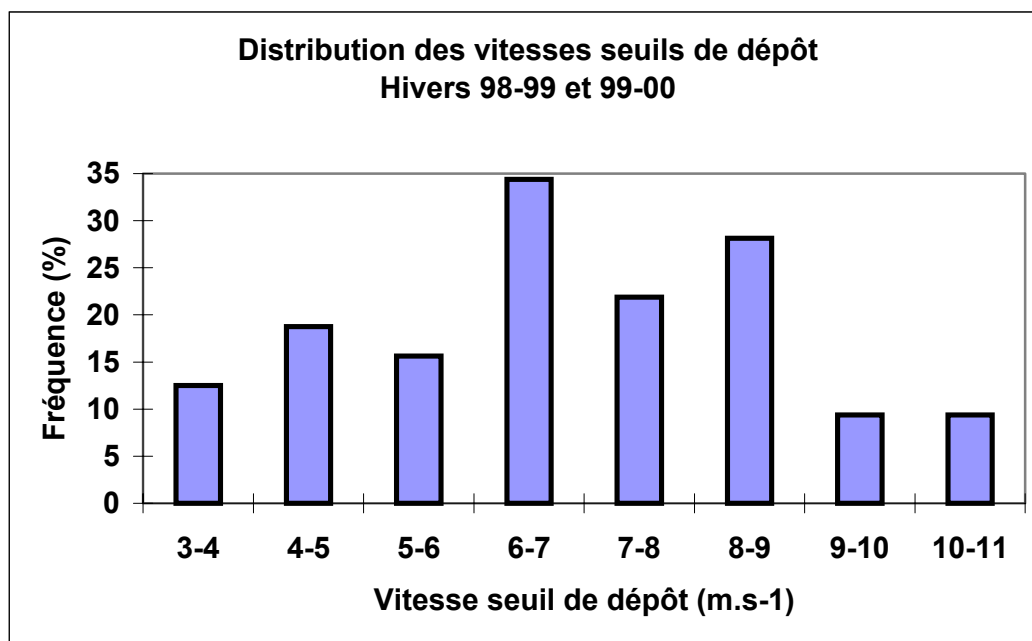


Figure 99 : distribution des vitesses seuils de dépôt mesurées au Col du Lac Blanc.

9.6 Comparaison entre vitesses seuils d'érosion et de dépôt

9.6.1. Etude in situ

Bagnold (1941) a montré, à partir d'expériences en soufflerie, que pour du sable dont le diamètre est compris entre 0.25 mm et 1 mm, les vitesses seuils d'érosion et de dépôt sont proportionnelles. Pour la neige, par contre, les vitesses de début et de fin de transport varient fortement en fonction des conditions de surface de la neige, de la température, et de l'historique des précipitations. Castle (1994) signale que sur le site du Col du Lac Blanc, il n'a trouvé aucune relation entre ces deux vitesses. Nos mesures viennent confirmer ses résultats, pour des données moyennées sur 15 minutes (figure 100). Nous obtenons également parfois des coefficients supérieurs à un, c'est à dire des vitesses de fin de transport supérieures aux vitesses de début de transport. Castle (1994) explique ce phénomène par une hausse de la cohésion de frittage durant l'épisode de transport, liée par exemple à une hausse de la température. On peut également proposer l'autre interprétation présentée ci-dessus : si l'épisode implique l'érosion de plusieurs couches de neige du manteau neigeux, les propriétés des grains ne vont pas être les mêmes. Dans ce cas la vitesse d'érosion correspondra à un type de grain, et la vitesse de dépôt sera celle du type de grain de la couche du dessous. Il n'y a alors pas de lien simple entre ces deux vitesses. Enfin une troisième possibilité est la suivante : si toute la couche de neige transportable est érodée, et que la couche située dessous

est trop cohésive pour être arrachée, la vitesse du vent aura beau avoir augmenté durant l'épisode de transport, celui-ci s'arrêtera quand même par manque de neige transportable. La vitesse de fin de transport mesurée ne sera alors pas une vraie vitesse de dépôt.

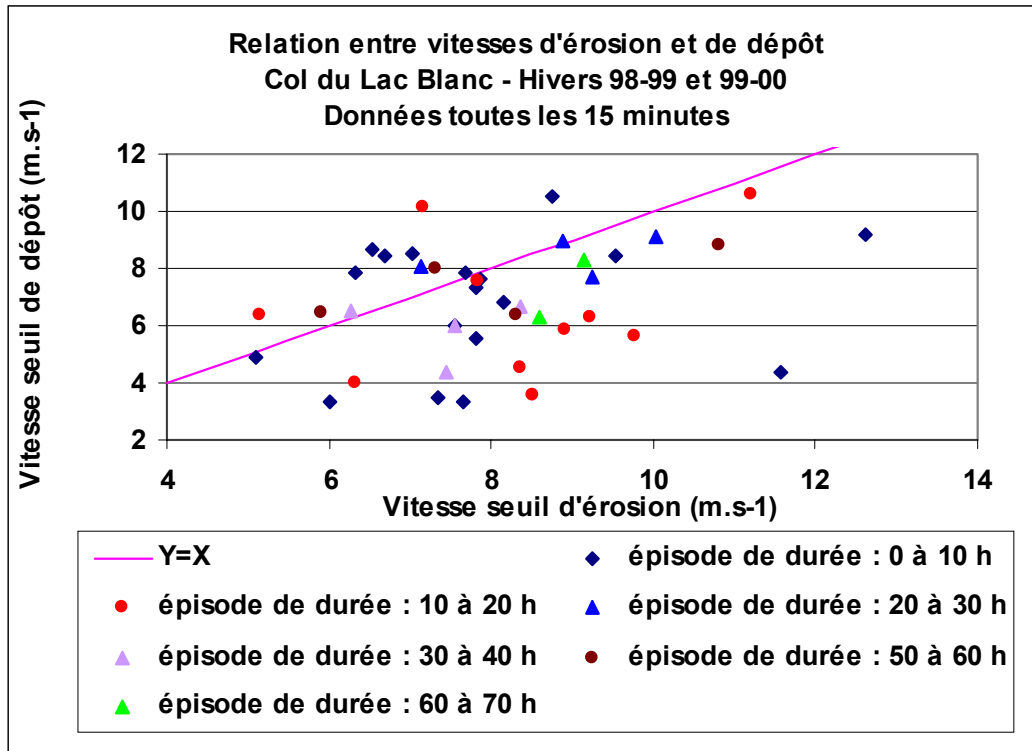


Figure 100 : comparaison entre vitesses seuils d'érosion et de dépôt au Col du Lac Blanc (données toutes les 15 minutes).

Durant l'hiver 2001-2002, nous avons cherché à affiner cette étude en enregistrant les données de vent ainsi que le signal du capteur acoustique toutes les secondes sur des périodes de quelques heures. Cette étude visait à s'affranchir du problème de l'évolution du manteau neigeux, en étudiant uniquement de courtes périodes de transport pendant lesquelles le grain de neige n'évolue pas ou très peu. Cependant, ces données montrent encore une forte dispersion, comme dans le cas des données moyennées sur 15 minutes (figure 101). Cette dispersion s'explique en partie par le déphasage entre les données de l'anémomètre et celles du capteur acoustique qui étaient éloignés l'un de l'autre d'une vingtaine de mètres. Pour améliorer cette étude, il faudrait donc placer un anémomètre à côté du capteur acoustique.

Chapitre 10

Vitesse de chute et nombre de Schmidt turbulent

10.1 La vitesse de chute, un paramètre important du transport de la neige par le vent

10.1.1 Influence de la vitesse de chute dans le modèle de transport NEMO

La vitesse de chute d'une particule, notée U_F est la vitesse verticale limite de la particule par rapport au fluide, lors de sa chute.

Dans le modèle NEMO (cf. Avant propos), les particules de neige transportées par le vent se déposent avec une vitesse verticale égale à la vitesse de chute. Celle-ci va influencer sur la répartition verticale de la concentration de neige transportée, ainsi que sur le processus de convergence vers la saturation d'une accumulation.

10.1.1.1 Influence dans l'équation bilan de la conservation de la masse des particules

La diffusion turbulente est représentée par l'équation de convection dispersion en considérant les particules dans l'écoulement comme un champ continu. L'équation de conservation de la masse peut s'écrire :

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + (\bar{v} - |U_F|) \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_s} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_s} \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} \right) \quad (\text{Eq. 91})$$

avec,

\bar{C} concentration moyenne en particules (kg.m^{-3})

\bar{u} composante de la vitesse moyenne d'une particule fluide suivant l'horizontale Ox (m.s^{-1}),

\bar{v} composante de la vitesse moyenne d'une particule fluide suivant la verticale Oy (m.s^{-1}),

U_F vitesse de chute de la particule solide (m.s^{-1}),

ν_t coefficient de viscosité cinématique turbulent ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$),

σ_s nombre de Schmidt turbulent.

10.1.1.2 Influence sur la répartition verticale de la concentration de neige

Dans le cas de profils de concentration à saturation, pour une couche limite développée, les profils de vitesse et de concentration sont indépendants de x.

Par ailleurs, dans la zone logarithme de la couche limite, nous avons les relations (Naaim-Bouvet, 1997) :

$$\nu_t \frac{\partial u}{\partial y} = u_*^2 \quad \text{et} \quad \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{u_*}{Ky} \quad \text{donc} \quad \nu_t = Kyu_* \quad (\text{Eq. 92})$$

avec,

u_* vitesse de frottement (m.s^{-1}),

K constante de Von Karman.

Enfin, l'équation de continuité pour le fluide permet de montrer que $\bar{v} = 0$.

L'équation précédente (Eq. 91) se traduit alors par :

$$-\frac{\sigma_s}{Ku_*}|U_F|\frac{\partial \bar{C}}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y}\left(y\frac{\partial \bar{C}}{\partial y}\right) \quad (\text{Eq. 93})$$

Ce qui permet d'aboutir à :

$$\bar{C}(y) = C_0 \left(\frac{y}{y_0}\right)^{\frac{-\sigma_s|U_F|}{0.41u_*}} \quad (\text{Eq. 94})$$

avec,

C_0 concentration de référence (kg.m^{-3}) à la hauteur y_0 (m),

u_* vitesse de frottement (m.s^{-1}).

Cette expression de la concentration a été validée en soufflerie (Martinez, 1996) avec des particules sèches.

La vitesse de chute joue donc un rôle important dans la répartition verticale de la concentration à saturation. Dans le cas d'une vitesse de chute forte, l'essentiel de la masse transportée se trouve dans les basses couches, alors que dans le cas d'une vitesse de chute plus faible, la concentration est mieux répartie.

10.1.1.3 Rôle dans le processus de convergence vers la saturation d'une congère

Le flux de dépôt est proportionnel à la vitesse de chute (ou de sédimentation) des particules. Ce flux est modifié par la turbulence de l'écoulement. Naaim-Bouvet (1997) a adopté la formulation suivante dans sa modélisation (pour $u_* < u_{*t}$) :

$$\phi_d = -\bar{C}U_F \frac{(u_{*t} - u_*)^2}{u_{*t}^2} \quad (\text{Eq. 95})$$

Avec,

ϕ_d le flux de dépôt,

\bar{C} la concentration moyenne en particules

u_{*t} la vitesse de frottement seuil

10.1.2 Etude de sensibilité du modèle NEMO aux vitesses de chute

10.1.2.1 Influence de la vitesse de chute sur la distance nécessaire à l'obtention de la saturation du flux

La distance d'obtention de la saturation et le flux sont d'autant plus grands que la vitesse de chute est faible (figure 102) (Naaim-Bouvet (1997)).

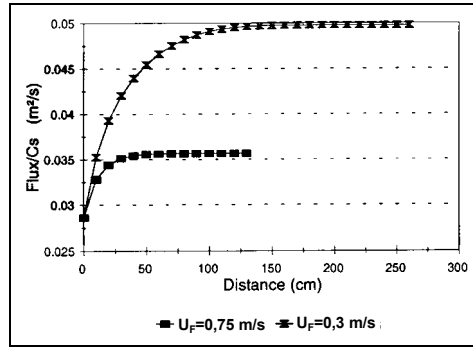


Figure 102 : influence de la vitesse de chute ($n_x=100$, $dx=0.1m$, $n_y=30$, $dy=0.01m$, $dt=0.0001s$, $\epsilon=0.00001$, $u^*=0.3 m.s^{-1}$, $\sigma_s=1$).

10.1.2.2 Temps de formation d'une congère en fonction de la vitesse de chute

La vitesse de chute n'influe pas sur le profil de congère à saturation (contrairement à la vitesse seuil de dépôt) mais intervient sur le temps de formation de la congère (Naaïm-Bouvet (1997)). Plus la vitesse de chute est importante, plus le dépôt est rapide. En effet, par définition, le flux de dépôt est proportionnel à la vitesse de chute.

10.1.3 Etude bibliographique sur la vitesse de chute

10.1.3.1 Détermination théorique de la vitesse de chute pour une particule sphérique

Processus de Valembois

L'ordre de grandeur de la vitesse de chute des particules de neige est très mal connu. Afin d'avoir une idée de la gamme de valeurs de ce paramètre, nous avons utilisé le processus itératif de Valembois (1983). Cette méthode permet de calculer la vitesse de chute d'une particule sphérique.

Dans le cas de particules sphériques, les forces exercées sur la particule qui chute sont :

- Le poids apparent :

$$P_{app} = (\rho_s - \rho_a)g\pi \frac{D^3}{6} \quad (Eq. 96)$$

- La traînée :

$$T = C_D \frac{\rho_a \pi D^2}{8} U_F^2 \quad (Eq. 97)$$

Avec :

D : diamètre de la particule

C_D : coefficient de traînée de la particule. C_D est une fonction du nombre de Reynolds.

$$Re = \frac{U_F D}{\nu} \quad (Eq. 98)$$

U_F : vitesse de chute de la particule

ν : viscosité de l'air

Quand la vitesse de chute limite est atteinte, ces deux forces sont égales.

En posant

$$G = \frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a} g \frac{D^3}{\nu^2} \quad (\text{Eq. 99})$$

où G est le paramètre de grain,
on obtient :

$$G = \frac{3}{4} C_D Re^2 \quad (\text{Eq. 100})$$

Comme C_D est fonction du nombre de Reynolds Re , G est également une fonction de Re , et inversement, Re est une fonction de G. De plus, le nombre de Reynolds dépend de la vitesse de chute U_F . Nous avons donc une relation entre le paramètre de grain et la vitesse de chute.

La procédure est donc la suivante :

- 1/ calcul de G
- 2/ calcul de Re en fonction de G
- 3/ calcul de U_F

Les relations entre G et Re établies par Valembois sont les suivantes :

G	$Re = \varphi(G) = \frac{U_F D}{\nu}$
$G \leq 10$	$Re = 0.0556G$
$10 < G \leq 300$	$Re = 0.0784G^{0.85}$
$300 < G \leq 67000$	$Re = 0.1711G^{0.713}$
$67000 < G$	$Re = 1.826G^{0.5}$

Tableau 8 : valeurs du nombre de Reynolds Re en fonction du paramètre de grain G.

Les valeurs de vitesse de chute obtenues par ce procédé sont données sur le graphe suivant :

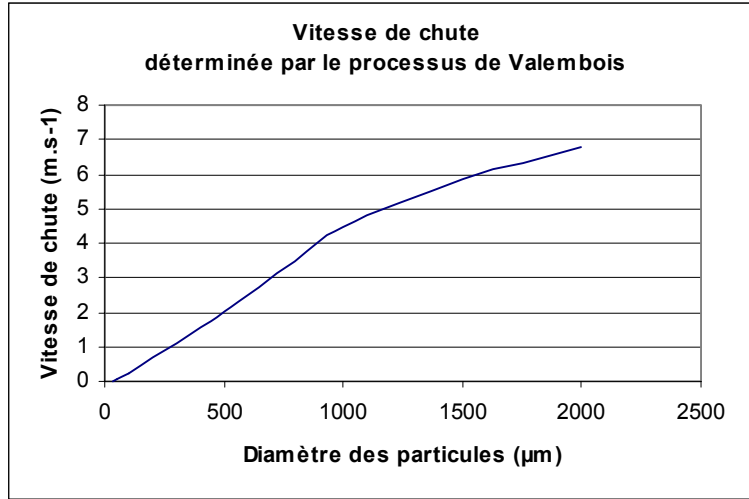


Figure 103 : vitesse de chute déterminée par le processus de Valembois.

Autre détermination de la vitesse de chute

On peut également utiliser une autre méthode pour déterminer la vitesse de chute théorique d'une particule sphérique :

Tout comme Valembois, on part de l'égalité entre le poids apparent et la traînée, et l'on considère l'expression du coefficient de traînée suivante :

$$C_d = \frac{24}{Re} \left(1 + \frac{Re^{2/3}}{6} \right) \quad (Eq. 101)$$

La vitesse de chute s'obtient alors par approximations successives, pour chaque type de grain.

En poursuivant cette analyse, on arrive à l'équation suivante :

$$P_{app} = (\rho_s - \rho_a) g \pi \frac{D^3}{6} = T = C_D \frac{\rho_a \pi D^2}{8} U_F^2 \quad (Eq. 102)$$

ce qui donne :

$$U_F^{5/3} + 6 \left(\frac{v}{D} \right)^{2/3} U_F - \frac{1}{3} \frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a} g \frac{D^{4/3}}{v^{1/3}} = 0 \quad (Eq. 103)$$

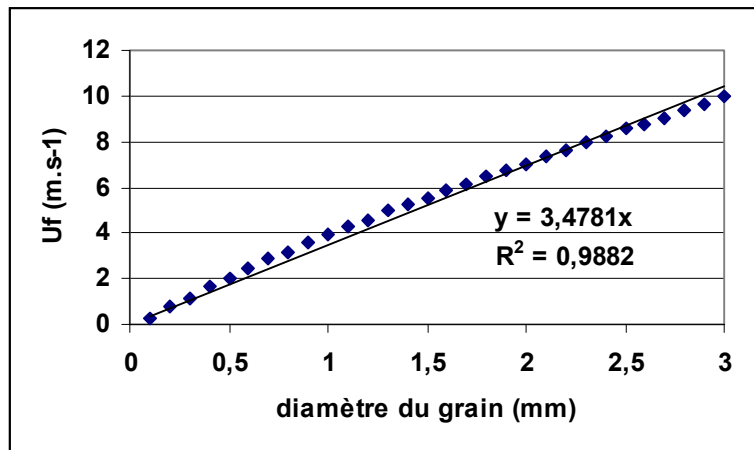


Figure 104 : vitesse de chute en fonction du diamètre, (à partir de (Naaïm (1995))).

10.1.3.2 Détermination empirico-théorique de la vitesse de chute pour une particule de neige assimilée à une particule sphérique

Pomeroy et Male (1992) tiennent compte de la variation de la vitesse de chute des particules en fonction de la hauteur :

$$U_F(y) = 0,1910 \cdot y^{-0,5395} \quad (\text{Eq. 104})$$

Cette expression provient de la variation de la taille des particules dans la couche en suspension :

$$\bar{R}(y) = 4,6 \cdot 10^{-5} \cdot y^{-0,258} \quad (\text{Eq. 105})$$

où $\bar{R}(y)$ est le rayon moyen de la particule (Pomeroy (1988) d'après Schmidt turbulent (1982)). Remarquons cependant que leur expression ne tient pas compte de la vitesse de l'écoulement.

Par ailleurs, ils déterminent aussi la vitesse de chute en fonction du rayon des particules :

$$U_F = (1,1 \cdot 10^7) R^{1,8} \quad (\text{Eq. 106})$$

Mais ces expressions de la vitesse de chute en fonction de la taille des particules ou de la hauteur sont empirico-théoriques. Elles reposent sur l'utilisation dans les calculs du coefficient de traînée le mieux approprié au cas d'une gouttelette d'eau, valable pour un nombre de Reynolds inférieur à 2 :

$$C_D = \frac{24}{Re} (1 + 0,0806 Re) \quad (\text{Eq. 107})$$

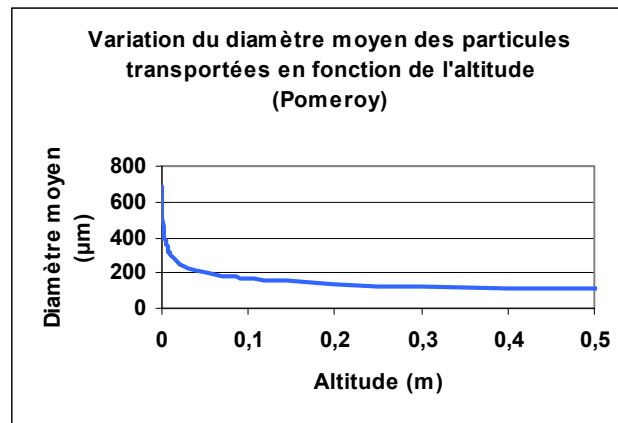


Figure 105 : variation du diamètre moyen des particules transportées en fonction de l'altitude (Pomeroy (1988)).

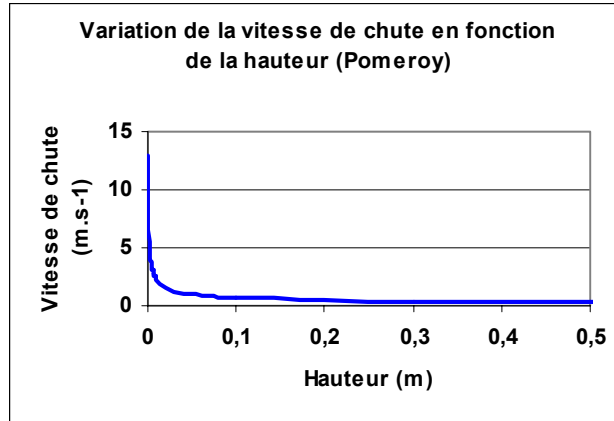


Figure 106 : variation de la vitesse de chute en fonction de la hauteur (Pomeroy (1988)).

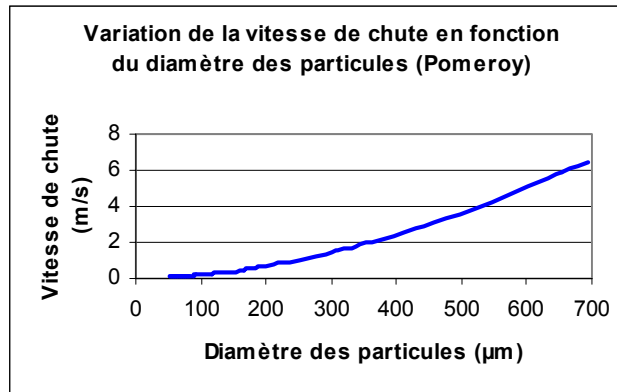


Figure 107 : variation de la vitesse de chute en fonction du diamètre des particules (Pomeroy (1988)).

10.1.3.3 Détermination expérimentale de la vitesse de chute de particules de neige lors d'une chute de neige

Kajikawa (1996) a réalisé des mesures de vitesses de chute de particules de neige lors d'une chute de neige. Il a également effectué une synthèse des travaux antérieurs sur ce sujet. Ces données correspondent à des particules de neige provenant d'une chute de neige et non pas de particules transportées par le vent. Donc les types de particules ne sont pas les mêmes. La figure 108 regroupe ses résultats pour des particules de neige de taille voisine de celles présentes lors d'épisodes de transport.

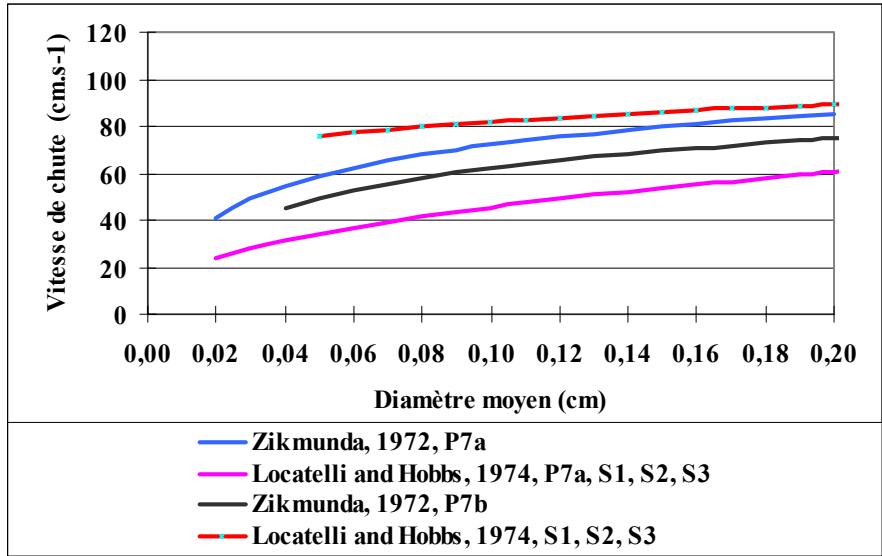


Figure 108 : vitesse de chute de grains de neige lors d'une chute de neige.

Notons que dans ce graphe, les indices S1, S2, S3, P7a et P7b correspondent aux types de grains étudiés, selon la classification définie dans la figure 109.

	N1a		O1f		P2b		P6b		CP3d		R3c
	N1b		O1g		P2c		P6c		S1		R4a
	N1c		O1h		P2d		P6d		S2		R4b
	N1d		O1i		P2e		P7a		S3		R4c
	N1e		O2a		P2f		P7b		R1a		I1
	N2a		O2b		P2g		CP1a		R1b		I2
	N2b		P1a		P3a		CP1b		R1c		I3a
	N2c		P1b		P3b		CP1c		R1d		I3b
	O1a		P1c		P3c		CP2a		R2a		I4
	O1b		P1d		P4a		CP2b		R2b		G1
	O1c		P1e		P4b		CP3a		R2c		G2
	O1d		P1f		P5		CP3b		R3a		G3
	O1e		P2a		P6a		CP3c		R3b		G4
											G5
											G6

Figure 109 : classification des grains de neige utilisée.

10.1.3.4 Synthèse et comparaison des résultats

Ces résultats issus de la littérature ont été regroupés sur la figure 110 :

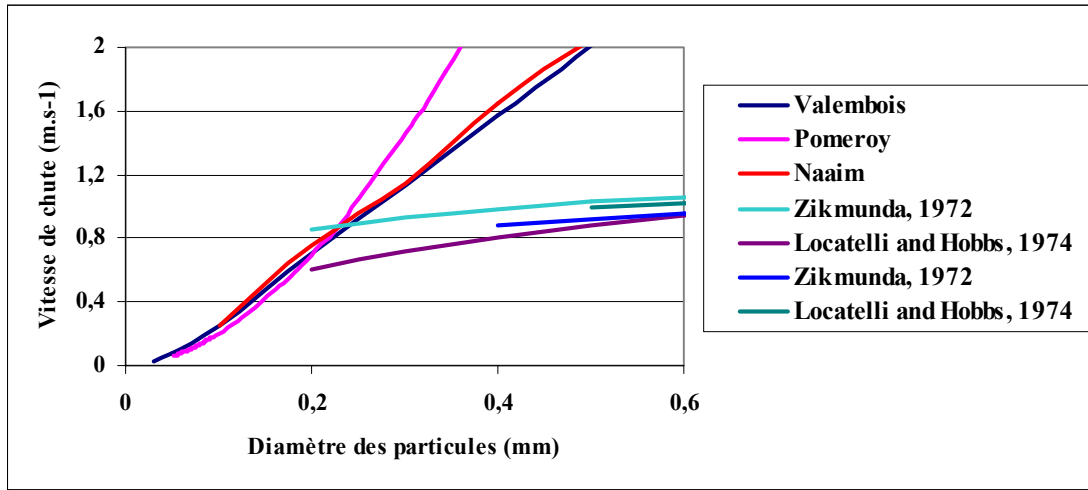


Figure 110 : comparaison des valeurs de vitesses de chute en fonction des auteurs.

Les mesures de vitesse de chute de grain de neige lors d'une chute de neige sont assez différentes des résultats théoriques de calcul de vitesse de chute de grains lors du transport, et des résultats expérimentaux de Pomeroy. Une explication tient au fait que dans les calculs théoriques, le grain de neige est considéré comme sphérique, ce qui s'éloigne sensiblement de la forme des grains tombant lors d'une chute de neige, mais se rapproche de la forme des grains transportés par le vent (cf. Avant propos 2.2. et 2.3.). Les grains considérés lors de la chute de neige peuvent être plus aplatis et vont alors être plus freinés lors de leur chute que des grains sphériques. Il semble donc que ces résultats issus d'expériences de mesures de vitesses de chute lors de chute de neige ne soient pas pertinents pour le problème qui nous concerne.

Si l'on compare les résultats de Valembois appliqués à la neige et les données de Pomeroy, on s'aperçoit que leurs valeurs de vitesse de chute sont similaires pour les petites particules. Par contre dès que la taille des particules augmente (diamètre supérieur à 500 μm), leurs résultats divergent fortement. Cela semble s'expliquer par leur différence de raisonnement, Pomeroy utilisant une expression fixe du coefficient de traînée en fonction du Nombre de Reynolds, contrairement à Valembois. De plus, cette expression du coefficient de traînée n'est à priori valable que pour des nombres de Reynolds inférieurs à 2, ce qui se traduit par des particules de taille inférieure à 100 μm dans le cas de la neige (figure 111). Or les particules transportées peuvent avoir un diamètre supérieur à cette valeur (figure 112).

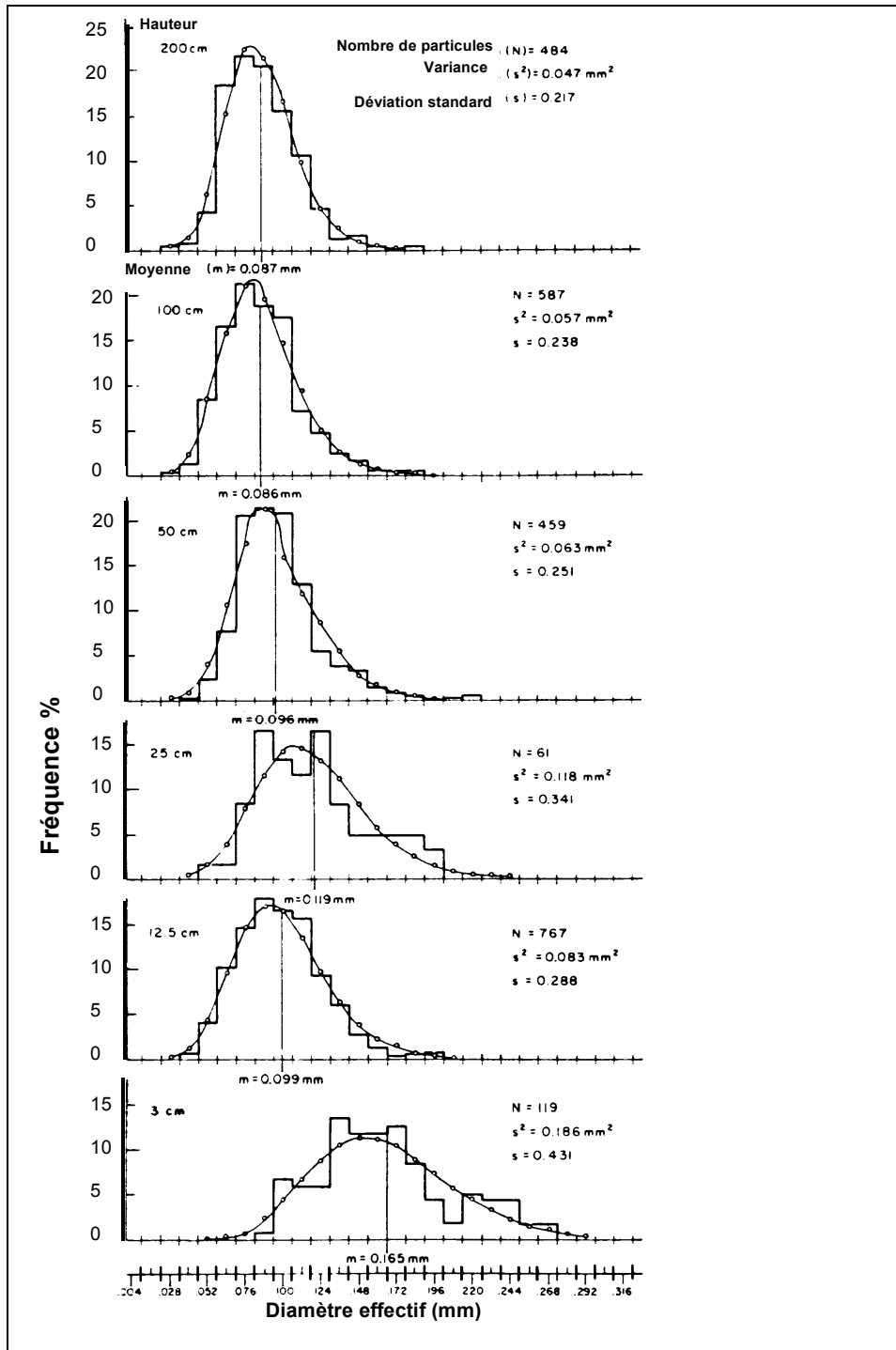


Figure 111 : histogramme des fréquences des diamètres des particules de neige transportée pour différentes hauteurs au-dessus du sol (Budd, Dingle et Radok (1964)).

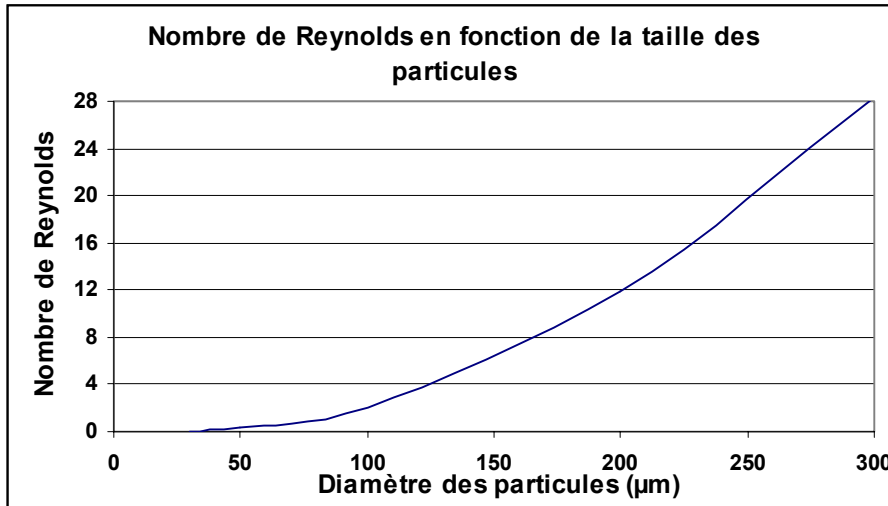


Figure 112 : nombre de Reynolds en fonction de la taille des particules, déterminé à partir des relations de Valembois (cf. 10.1.3.1).

10.1.3.5 La vitesse de chute dans le modèle NEMO

Nous avons vu l'importance de la vitesse de chute dans la modélisation du transport de neige par le vent. Or, jusqu'à présent, ce paramètre n'a jamais vraiment été déterminé expérimentalement. Les premiers tests du modèle NEMO ont été réalisés avec des vitesses de chute de l'ordre de 0.4 à 0.6 m.s⁻¹ qui correspondent à des particules de 100 à 200 µm environ (Figure 110).

10.2 Le nombre de Schmidt turbulent, paramètre indéterminé du transport de la neige par le vent

10.2.1 Définition du nombre de Schmidt turbulent

Le nombre de Schmidt turbulent traduit le rapport entre la diffusion turbulente de la quantité de mouvement du fluide et la diffusion de la phase solide. Jusqu'à présent sa valeur n'avait jamais été déterminée au sein d'un écoulement de neige transportée.

Le nombre de Schmidt turbulent σ_s est défini comme :

$$\sigma_s = \frac{v_t}{k_t} \quad (\text{Eq. 108})$$

avec,

k_t : coefficient de diffusion turbulente des particules,

v_t : viscosité turbulente.

La détermination du nombre de Schmidt turbulent apparaît comme capitale puisque c'est lui qui permet de passer de la mécanique des fluides au transport en suspension.

10.2.2 Analyse bibliographique

Souvent le nombre de Schmidt turbulent est pris approximativement égal à 1 (Jobson et Sayre (1970), Bechteler et Schrimpf (1984)). Cependant, une étude bibliographique plus approfondie montre qu'il est typiquement inférieur à 1. Ainsi, pour des particules plus lourdes que le fluide, Householder et GoldSchmidt turbulent (1969) ont montré que σ_s était inférieur à 1. Les valeurs utilisées classiquement sont de l'ordre de 0,7 voir même d'une valeur inférieure (Lee et Chung 1987)). Simonin (1991) recommande une valeur de 0,5 pour les grosses particules lourdes. Mc Tigue(1983) utilise même des valeurs aussi faibles que 0,15 pour pouvoir ajuster ses données expérimentales dans le cas de sédimentation solide dans l'eau. De même Naaïm et Martinez (1995) ont obtenu une valeur de $\sigma_s = 0,5$ pour des particules de PVC dans l'air. Cette valeur est utilisée par Liston (1994) dans la modélisation numérique du transport de neige en se référant à une étude de Reynolds (1976).

La diffusion des particules solides est donc supérieure à la diffusion des particules fluides, alors que l'on pourrait s'attendre à l'inverse. En effet, à cause de leur inertie supérieure, les particules devraient se trouver moins influencées par les fluctuations turbulentes. Pour expliquer cette diffusion supérieure, on peut cependant avancer l'hypothèse suivante : les grains solides ne sont déviés que par des structures turbulentes de dimension importante qui modifient considérablement leur trajectoire, contrairement aux petites qui n'ont aucune influence. La déviation est amplifiée ce qui se traduit par une dispersion plus grande en moyenne d'où un nombre de Schmidt turbulent inférieur à 1.

A partir des mesures de profils verticaux de concentration in situ traitées par Mellor et Fellers (1986), Naaïm-Bouvet et al (1996) ont estimé une valeur moyenne de :

$$\sigma_s U_F = 0,381u_* + 0,066 \text{ m.s}^{-1} \quad (\text{Eq. 109})$$

Cette formulation étant valable pour une vitesse de frottement supérieure à la vitesse de frottement seuil.

Remarquons que dans la formulation précédente, la vitesse de chute qui est une valeur intrinsèque de la particule n'a aucune raison de dépendre de la vitesse de frottement. Cependant, à travers cette expression, apparaît le fait que plus la vitesse de frottement est élevée, plus les particules en suspension sont grosses, et donc plus la vitesse de chute est importante.

10.3 Détermination expérimentale de la vitesse de chute

10.3.1 Principe de détermination de la vitesse de chute et du nombre de Schmidt turbulent

L'analyse précédente montre que la vitesse de chute et le nombre de Schmidt turbulent sont deux paramètres importants du modèle de transport de la neige par le vent, mais qu'il existe pour l'instant une grande incertitude sur leurs valeurs. C'est pourquoi il nous a semblé opportun de tenter de déterminer expérimentalement la vitesse de chute et le nombre de Schmidt turbulent des particules de neige.

Nous avons donc réalisé une série d'expériences dans la soufflerie climatique du Shinjo Branch of Snow and Ice Studies au Japon. Nous avons utilisé deux vitesses de vent à 6 m.s^{-1}

et à 10 m.s^{-1} , et deux types de neige : grain fin (vieille neige) et neige dendritique (snow type A).

10.3.2 Description du processus expérimental à la soufflerie climatique de Shinjo

Cette étude repose sur le principe suivant :

Dans la couche de diffusion turbulente, l'expression de la concentration en particules de neige en fonction de la hauteur peut s'écrire :

$$C(y) = C_0 \left(\frac{y}{y_0} \right)^{\frac{-\sigma_s |U_F|}{0.41U_*}} \quad (\text{Eq. 110})$$

où,

$C(y)$ est la concentration en particules à l'altitude y ,

C_0 est la concentration en particules à l'altitude y_0 de référence

σ_s est le nombre de Schmidt turbulent,

$|U_F|$ est la valeur absolue de la vitesse de chute,

U_* est la vitesse d'érosion.

Si l'on détermine le profil de concentration $C(y)$, on obtient la valeur de l'exposant :

$$B = \frac{-\sigma_s |U_F|}{0.41U_*} \quad (\text{Eq. 111})$$

Ensuite, si l'on détermine séparément la valeur de la vitesse de frottement U^* et celle de la vitesse de chute U_F , on obtient alors l'expression du nombre de Schmidt turbulent σ_s . Les paragraphes qui suivent présentent les expériences réalisées et les mesures effectuées pour tenter de déterminer chacun de ces paramètres.

10.3.3 Détermination de la vitesse de frottement

Pour une paroi rugueuse la vitesse moyenne à l'intérieur de la couche limite varie avec l'altitude de manière logarithmique sur les 15 % du bas de la couche limite (Naaim-Bouvet (1997)) :

$$U(z) = \frac{U_*}{K} \ln \frac{z}{z_0} \quad (\text{Eq. 112})$$

Avec,

$U(z)$ la vitesse du vent à l'altitude z ,

U_* la vitesse de frottement,

z_0 la longueur de rugosité,

$K=0.41$: constante de Von Karman,

Pour déterminer la vitesse de frottement, nous avons réalisé pour deux vitesses de vent (6 et 10 m.s^{-1}) des profils de vitesse à l'aide d'un fil chaud (figures 113 et 114). Ces expériences ont été faites sans transport de particules pendant les mesures. Nous ne prenons donc pas en

compte la modification du profil de vitesse, et de la vitesse de frottement, par les particules transportées.

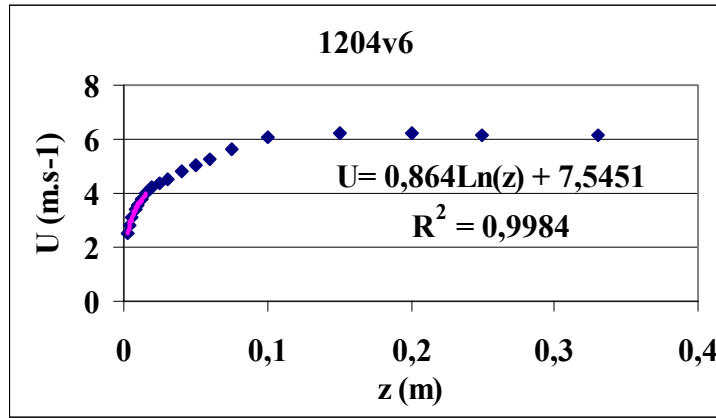


Figure 113 : profil de vitesse pour un vent de 6 m.s^{-1} .

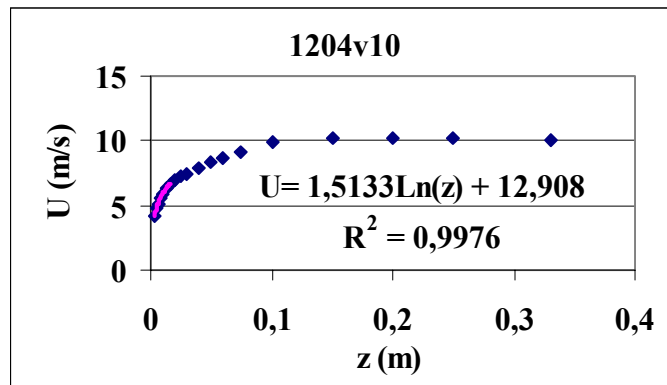


Figure 114 : profil de vitesse pour un vent à 10 m.s^{-1} .

Les vitesses de frottement obtenues sont les suivantes :

Vitesse du vent (m.s^{-1})	Vitesse de frottement u^* (m.s^{-1})	Z_0 (m)	R^2
6	0.35	$1.61 \cdot 10^{-4}$	0.998
10	0.62	$1.97 \cdot 10^{-4}$	0.998

Tableau 9 : vitesse de frottement en fonction de la vitesse du vent.

Incertitudes de mesures sur la vitesse de frottement

Concernant la vitesse de frottement, l'erreur de mesure est faible puisque les profils de vent suivent bien une loi logarithmique dans les 15% du bas de la couche limite. Par contre, nous

avons obtenu une incertitude de l'ordre de 20% sur la détermination de la hauteur de rugosité z_0 .

10.3.4 Détermination du coefficient $B = \frac{-\sigma_s |U_F|}{0.41 U_*}$

Nous avons ensuite mesuré à l'aide d'un Snow Particle Counter (SPC) les profils de concentration durant les épisodes de transport pour les deux vitesses de vent et les deux types de neige. Ces profils de concentration exprimés en fonction de l'altitude sous la forme :

$$C(y) = C_0 \left(\frac{y}{y_0}\right)^{\frac{-\sigma_s |U_F|}{0.41 U_*}} \quad (\text{Eq. 113})$$

permettent de calculer le coefficient :

$$B = \frac{-\sigma_s |U_F|}{0.41 U_*} \quad (\text{Eq. 114})$$

nécessaire à la détermination du Nombre de Schmidt turbulent.

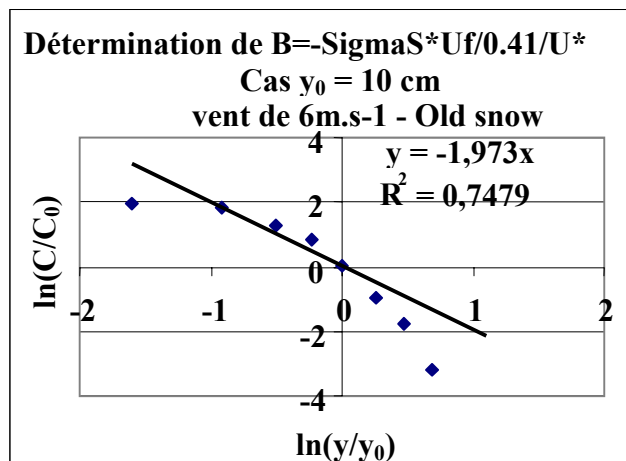


Figure 115 : exemple de détermination du coefficient $B = \frac{-\sigma_s |U_F|}{0.41 U_*}$ pour $y_0 = 10$ cm.

Nous avons déterminé ce coefficient à partir d'une moyenne de mesures basées sur différentes altitudes de références y_0 (figure 116) .

Notons que ce coefficient est moins bien déterminé pour les grandes valeurs de l'altitude de référence, puisque dans ce cas la concentration de référence est faible et l'incertitude de mesure importante.

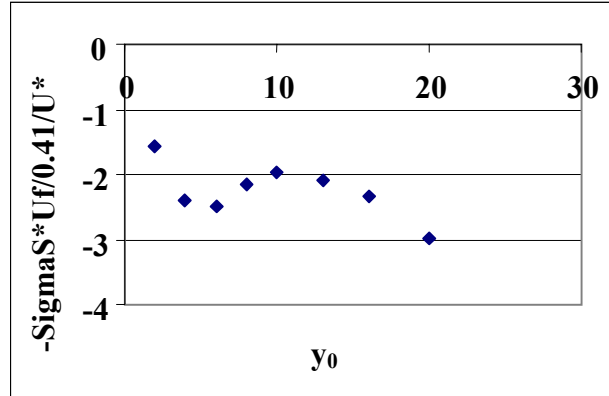


Figure 116 : détermination du coefficient $B = \frac{-\sigma_s |U_F|}{0.41 U_*}$ pour différentes altitudes de référence (vent de 6 m.s^{-1} , vieille neige).

Nous avons obtenu pour l'ensemble des expériences les résultats suivant (tableau 10) :

Vitesse du vent (m.s^{-1})	Type de neige	$B = \frac{-\sigma_s U_F }{0.41 U_*}$ (moyenne)	R^2
6	Vieille neige	-2.0735	0.79
10	Vieille neige	-1.2563	0.80
6	Snow type A	-3.0900	0.78
10	Snow type A	-3.7541	0.85

Tableau 10 : détermination du coefficient $B = \frac{-\sigma_s |U_F|}{0.41 U_*}$

Incertitudes de mesure

La détermination du paramètre bêta n'est pas très bonne. En effet, les concentrations en particules utilisées pour ce calcul sont faibles, et la valeur de bêta peut varier du simple au double en fonction de l'altitude de référence utilisée.

10.3.5 Détermination du diamètre des particules

Le SPC nous a également permis d'obtenir la taille des particules transportées. A différentes altitudes, à partir de la répartition des diamètres des particules à une hauteur donnée (figure 117), nous avons calculé un diamètre moyen pour chacune des expériences.

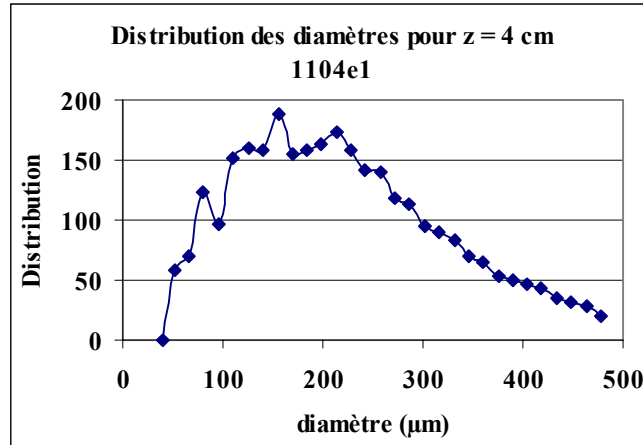


Figure 117 : distribution des diamètres des particules transportées pour une altitude de 4 cm au-dessus du sol. Cas d'un vent de 10 m.s^{-1} sur de la neige type A.

Notons que pour certaines expériences, en particulier celles réalisées avec de la neige type grain fin, la distribution des tailles de particules est trop étalée, et par conséquent la détermination d'un diamètre moyen est moins bonne (figure 118).

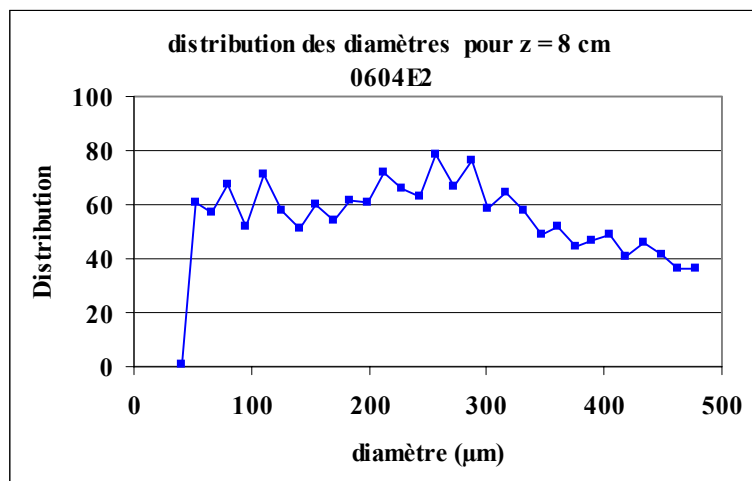


Figure 118 : distribution des diamètres des particules transportées pour une altitude de 8 cm au-dessus du sol. Cas d'un vent de 10 m.s^{-1} sur de la neige type grains fins.

Finalement, nous avons obtenu la répartition verticale de la taille des grains transportés suivante :

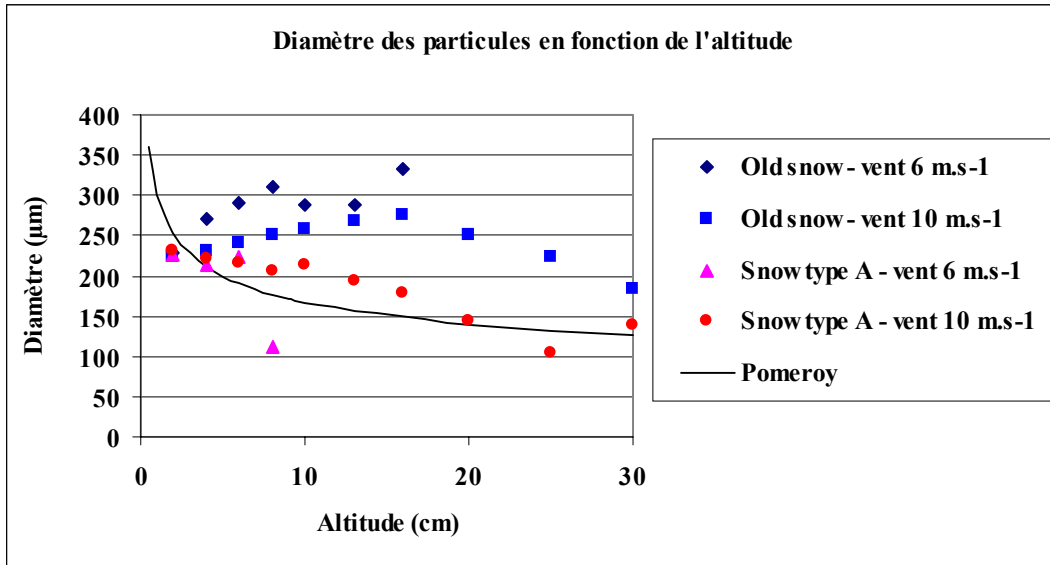


Figure 119 : variation des diamètres moyens des particules transportées en fonction de l'altitude.

Nos résultats sont du même ordre de grandeur que ceux de Pomeroy (1992). Par contre nous pourrions nous attendre à avoir des particules plus grosses à une altitude donnée, pour un vent plus fort. Ceci est vrai pour les expériences avec de la neige type A, mais pas pour celles avec de la neige type grain fin. Cependant, nous avons obtenu dans ces expériences une très grande distribution de taille de grains à une altitude donnée pour les particules type grain fin (figure 118). La détermination d'un diamètre moyen dans ce second cas est donc très approximative, et pourrait expliquer cette différence.

10.3.6 Détermination de la vitesse de chute

10.3.6.1. Approche théorique

Durant la phase descendante de la trajectoire d'une particule de neige transportée, la vitesse verticale de la particule de neige intègre trois effets différents :

$$U_V = U_{Pa} + U_P + U_T \quad (\text{Eq. 115})$$

avec,

U_V la vitesse verticale,

U_{Pa} la vitesse verticale de la particule en l'absence d'écoulement d'air,

U_P la modification de la vitesse liée à la force de portance,

U_T la modification de la vitesse liée à la turbulence.

U_{Pa} dépend de la force de gravité et de la force de traînée. De plus, la turbulence est faible dans la zone d'étude (au-dessus de 10 cm) puisque l'on se trouve au-dessus de la zone de

cisaillement (figure 120). Par conséquent, la composante verticale de la vitesse liée à la turbulence sera négligée.

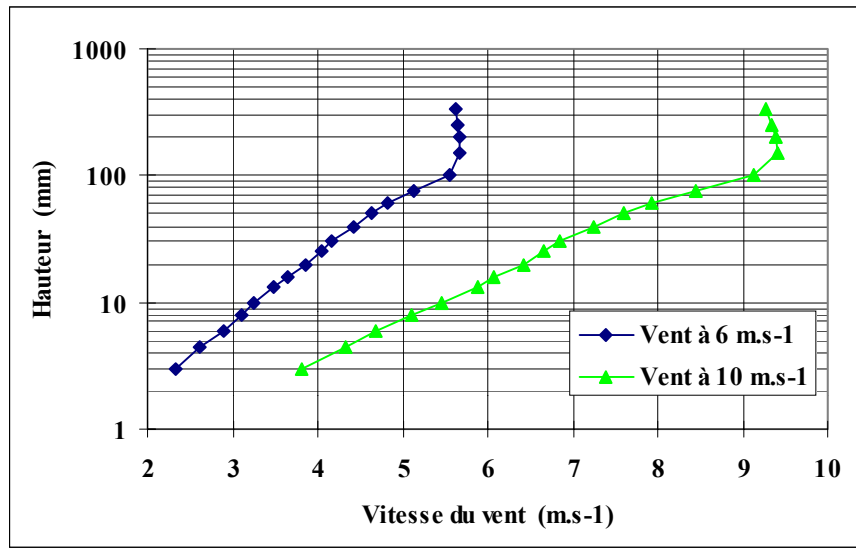


Figure 120 : profils de vitesse pour des écoulements de 6 et 10 m.s⁻¹.

La force de portance est due à la dissymétrie de la répartition des vitesses sur la particule. Elle est perpendiculaire à la force de traînée et donc à la vitesse relative de la particule. Elle sera négligée dans la suite, en considérant la particule comme presque sphérique.

Par conséquent en première approximation, on peut considérer que la vitesse verticale de la particule transportée est égale à sa vitesse verticale en l'absence d'écoulement.

$$U_V = U_{Pa} \quad (\text{Eq. 116})$$

Nous ferons également l'hypothèse que la particule tombe avec une vitesse verticale constante, c'est à dire qu'elle atteint sa vitesse de chute (vitesse verticale limite) rapidement. Cette hypothèse a déjà été implicitement faite lorsque l'on a écrit l'expression de la concentration en fonction de l'altitude :

$$\bar{C}(y) = C_0 \left(\frac{y}{y_0} \right)^{-\frac{\sigma_s |U_F|}{0.41 u_*}} \quad (\text{Eq. 117})$$

Dans la suite la vitesse verticale d'une particule transportée sera donc considérée comme constante et égale à la vitesse de chute.

10.3.6.2 Processus expérimental

Pour mesurer les vitesses de chute de particules, nous avons utilisé le traitement d'image. Dans la soufflerie du Shinjo Branch of Snow and Ice Studies, nous avons réalisé une succession d'épisodes de transport de la neige par le vent, à deux vitesses de vent (6 et 10 m.s⁻¹) et pour deux types de neige (Vieille neige et neige type A). Pendant ces épisodes de transport, nous avons filmé les particules transportées à différentes altitudes au-dessus de la

couche de saltation (entre 10 et 30 cm d'altitude). La caméra utilisée était une caméra numérique à 24 images par secondes. L'échelle était donnée par une mire placée au niveau de la zone filmée avant le début du transport. De plus afin d'obtenir la même particule représentée par plusieurs points sur une image, nous avons éclairé la zone filmée à l'aide d'un stroboscope de fréquence 210 Hz. La zone éclairée était un plan vertical dans la direction de l'écoulement, de largeur 4 cm environ, donc l'incertitude de mesure liée à la largeur du plan était de l'ordre de 2 %, pour une caméra située à un mètre de la zone filmée. Ce protocole nous a permis d'obtenir trois ou quatre points représentant la même particule sur une image.

10.3.6.3 Principe du calcul de la vitesse de chute

Le traitement d'image a été réalisé grâce au logiciel Wima développé par le Laboratoire de Traitement du Signal et d'Instrumentation de l'Université de Saint-Étienne, avec lequel la division Etna du Cemagref collabore depuis de nombreuses années.

La première étape de l'analyse d'image était la détermination de l'échelle (correspondance pixel-centimètre). Cette détermination s'est faite à partir d'une mire installée avant l'expérience dans la zone d'étude filmée.

Ensuite, la vitesse de chute a été calculée par le principe suivant :

$$U_F = \frac{Y_1 - Y_n}{n-1} f.k \quad (\text{Eq. 118})$$

avec,

Y_1 la coordonnée verticale de la particule en sa première position, Y_n celle en sa dernière position sur l'image (figure 121),

f la fréquence du stroboscope,

k le facteur d'échelle (passage de la taille en pixels à la taille en cm).

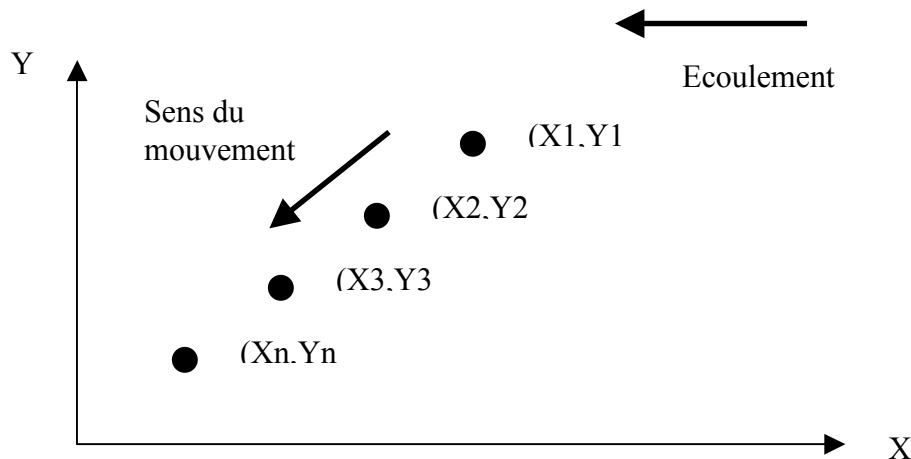


Figure 121 : positions successives de la particule transportée en phase descendante.

10.3.6.4 Résultats des expériences

Distributions de vitesse de chute et valeurs moyennes

Pour chaque expérience, nous avons obtenu aux différentes altitudes une distribution de vitesse de chute (figures 122 à 129). La valeur moyenne a été calculée et définie comme vitesse de chute de référence à l'altitude de l'expérience, pour le type de neige étudié. Les résultats sont regroupés dans le tableau 11. L'écart type par rapport à la distribution de vitesse a également été calculé.

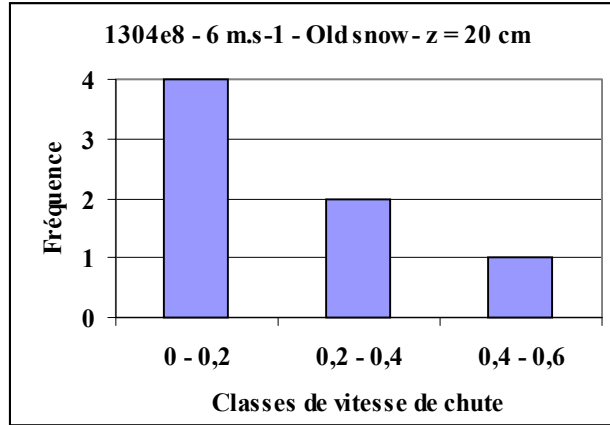


Figure 122 : distribution de vitesse de chute – Vent : 6 m.s^{-1} , Vieille neige, $z=20 \text{ cm}$

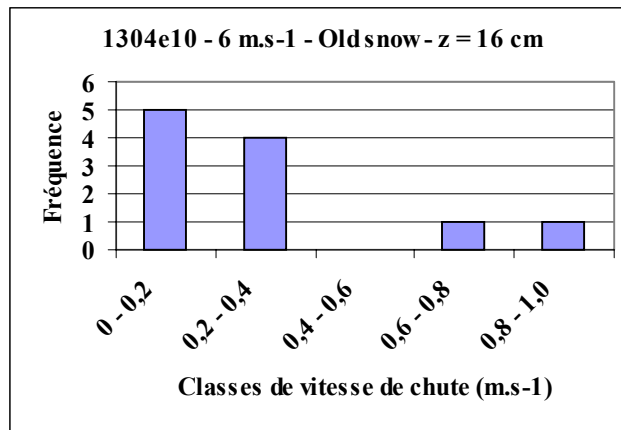


Figure 123 : distribution de vitesse de chute – Vent : 6 m.s^{-1} , Vieille neige, $z=16 \text{ cm}$

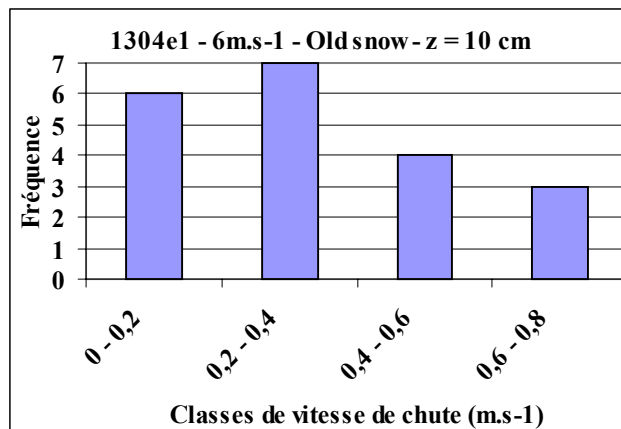


Figure 124 : distribution de vitesse de chute – Vent : 6 m.s^{-1} , Vieille neige, $z=10 \text{ cm}$

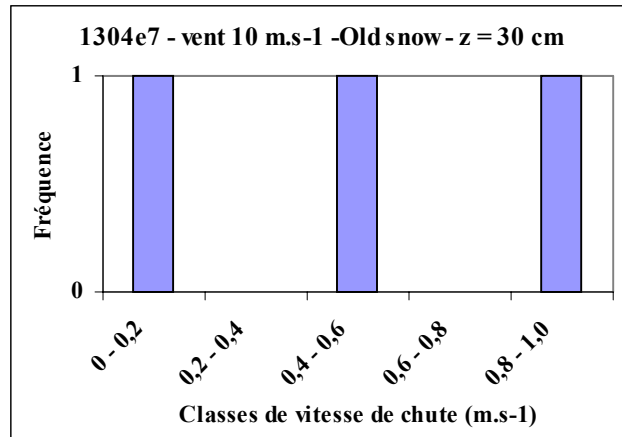


Figure 125 : distribution de vitesse de chute – Vent : 10 m.s^{-1} , Vieille neige, $z=30 \text{ cm}$

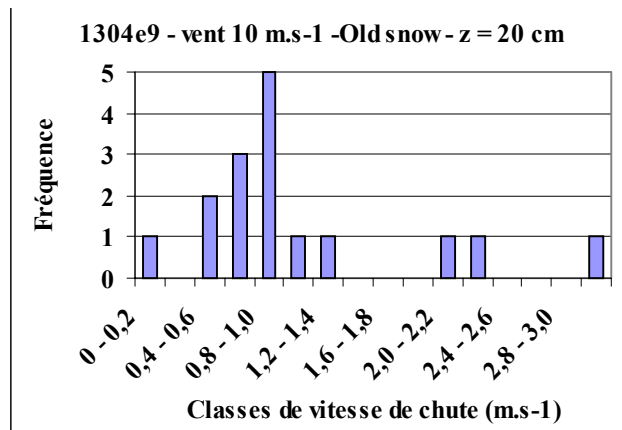


Figure 126 : distribution de vitesse de chute – Vent : 10 m.s^{-1} , Vieille neige, $z=20 \text{ cm}$

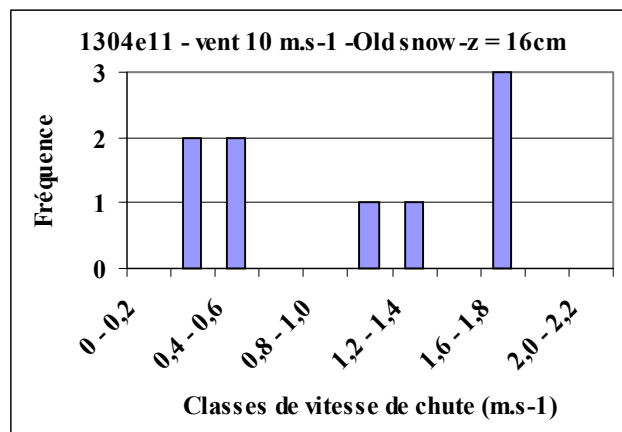


Figure 127 : distribution de vitesse de chute – Vent : 10 m.s^{-1} , Vieille neige, $z=16 \text{ cm}$

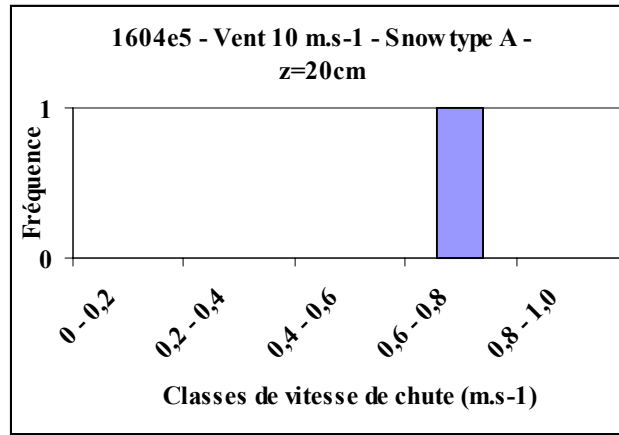


Figure 128 : distribution de vitesse de chute – Vent : 10 m.s^{-1} , neige type A, $z=20 \text{ cm}$

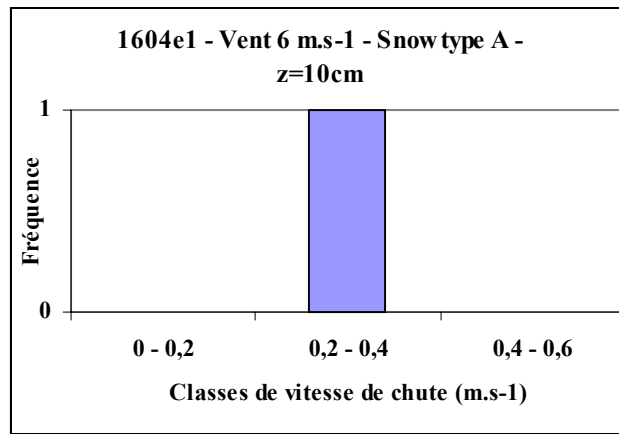


Figure 129 : distribution de vitesse de chute – Vent : 6 m.s^{-1} , neige type A, $z=10 \text{ cm}$

Expérience	Vent (m.s ⁻¹)	Type de neige	Altitude au-dessus surface (m)	Nombre de particules traitées	Vitesse de chute moyenne (m.s ⁻¹)	Ecart type
1304e1	6	Vieille neige	10	20	0.33	0.20
1304e10	6	Vieille neige	16	11	0.31	0.25
1304e8	6	Vieille neige	20	7	0.23	0.12
1304e11	10	Vieille neige	16	9	1.0	0.63
1304e9	10	Vieille neige	20	16	1.1	0.77
1304e7	10	Vieille neige	30	3	0.49	0.31
1604e1	6	Type A	10	1	0.29	-
1604e7	10	Type A	10	Echec	-	-
1604e4	10	Type A	16	Echec	-	-
1604e5	10	Type A	20	1	0.74	-

Tableau 11 : résultats de détermination des vitesses de chute moyennes.

Ces résultats peuvent être classés en 3 catégories :

- Une première catégorie d'expériences pour lesquelles la vitesse de chute est bien déterminée. Ce sont les expériences 1304E1, 1304E8 et 1304E10. Le nombre de particules traité est assez important, et l'écart type faible.
- Une seconde catégorie correspond à des expériences pour lesquelles la vitesse de chute est mal déterminée car le nombre de particules étudié est trop faible pour avoir des statistiques corrects (expériences 1304E7, 1604E1, 1604E5). En fait, l'analyse des données sur les distributions de tailles de particules montre que pour ces expériences il y a des particules transportées, mais de faible taille (de l'ordre de 100 μm) (figure 130). Ces particules ne sont pas détectées lors de notre prise de vue où un pixel correspondait à 170 μm environ.

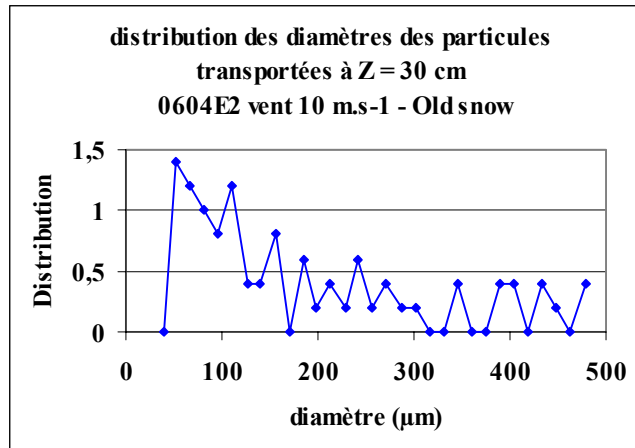


Figure 130 : distribution de la taille des particules – 1304E7.

Enfin une troisième catégorie pour laquelle la vitesse de chute est également mal déterminée car l'écart type sur la distribution de vitesse de chute est trop important pour avoir une vitesse moyenne significative. C'est le cas des expériences 1304E11 et 1304E10. Cette grande variété dans les vitesses de chute s'explique en partie par une large distribution de la taille des particules transportées à l'altitude étudiée (figure 131).

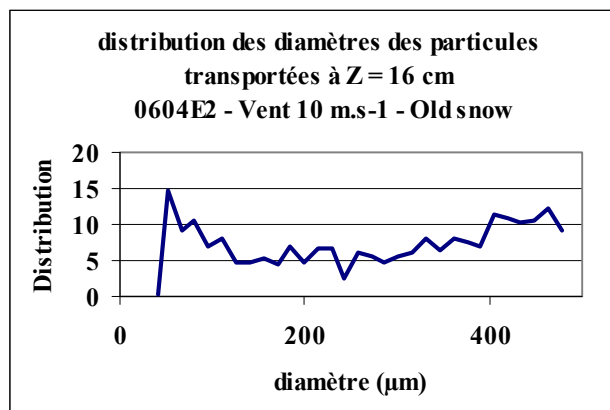


Figure 131 : distribution très large de la taille des particules transportées à une hauteur donnée qui génère une grande variation sur la valeur de la vitesse de chute.

En résumé nous pouvons dire que les valeurs de vitesses de chute trouvées sont assez fiables dans les cas suivant :

- Neige type « Vieille neige », vent de 6 m.s^{-1}
- Neige type « Vieille neige », vent de 10 m.s^{-1} à condition de ne pas comparer avec le diamètre moyen et de ne pas faire de moyenne sur ces vitesses de chute.

Vitesse de chute en fonction de l'altitude

Afin de comparer nos résultats à ceux de Pomeroy (1992) nous avons tracé la vitesse de chute en fonction de l'altitude (figure 132) ainsi que la vitesse de chute moyenne en fonction de l'altitude. Dans la suite nous exploiterons tous les résultats de vitesse de chute obtenus en gardant en mémoire la conclusion précédente concernant la fiabilité des mesures.

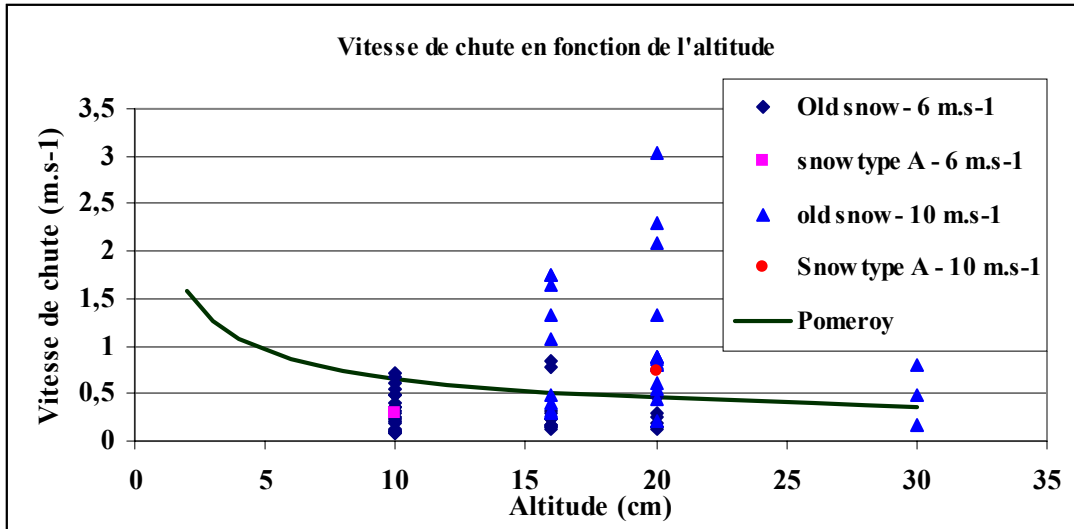


Figure 132 : vitesse de chute en fonction de l'altitude.

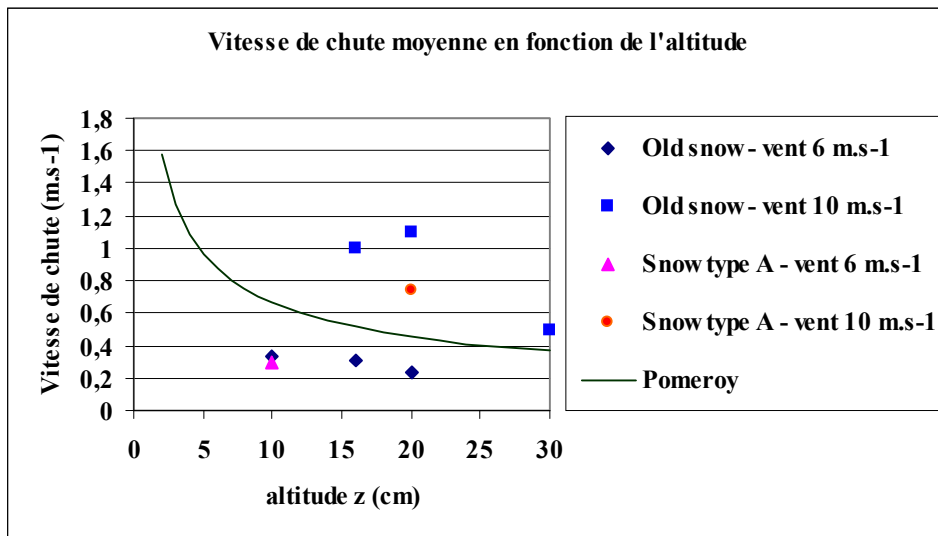


Figure 133 : vitesse de chute moyenne en fonction de l'altitude.

Nos résultats sont donc dispersés par rapport à ceux de la formulation semi-empirique proposée par Pomeroy (1992). Cette dispersion peut s'interpréter de plusieurs manières : Tout d'abord, nous pouvons penser que cette dispersion est liée à la variabilité de tailles de particules pour une même hauteur, à la fois pour une même expérience comme nous l'avons vu précédemment, et également entre les différentes expériences (variation du type de grain et

de la vitesse du vent). Si cette hypothèse se vérifie, cela prouve encore une fois l'importance de tenir compte des caractéristiques propres à chaque type de neige.

Cependant, pour un même type de neige, par exemple la vieille neige, et un même diamètre, on devrait pouvoir retrouver des vitesses de chute similaires, indépendamment de la vitesse du vent. Or, il existe une différence importante dans nos résultats entre les expériences à 6 et 10 m.s⁻¹ (figures 134 et 135).

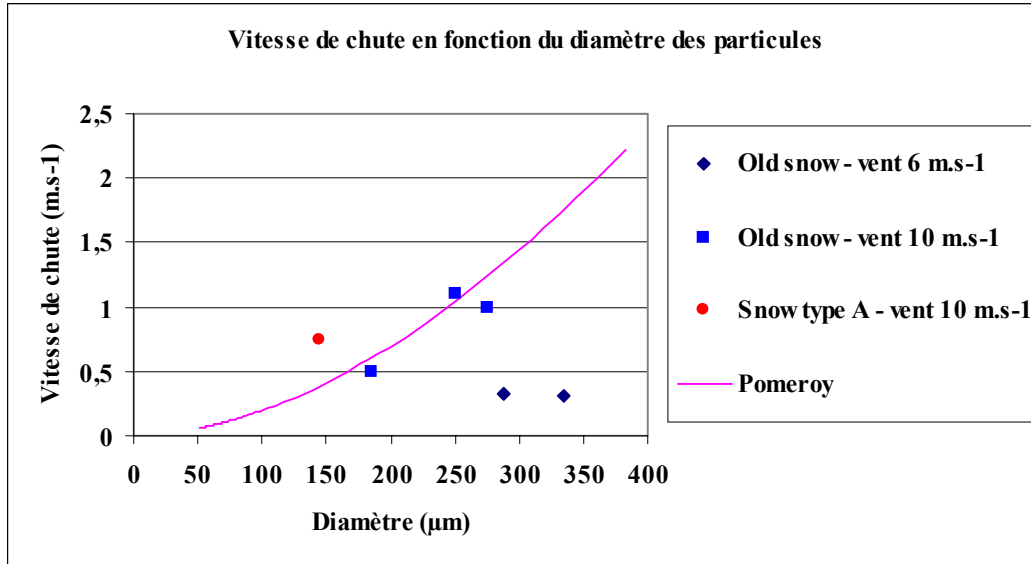


Figure 134 : vitesse de chute moyenne en fonction du diamètre moyen des particules.

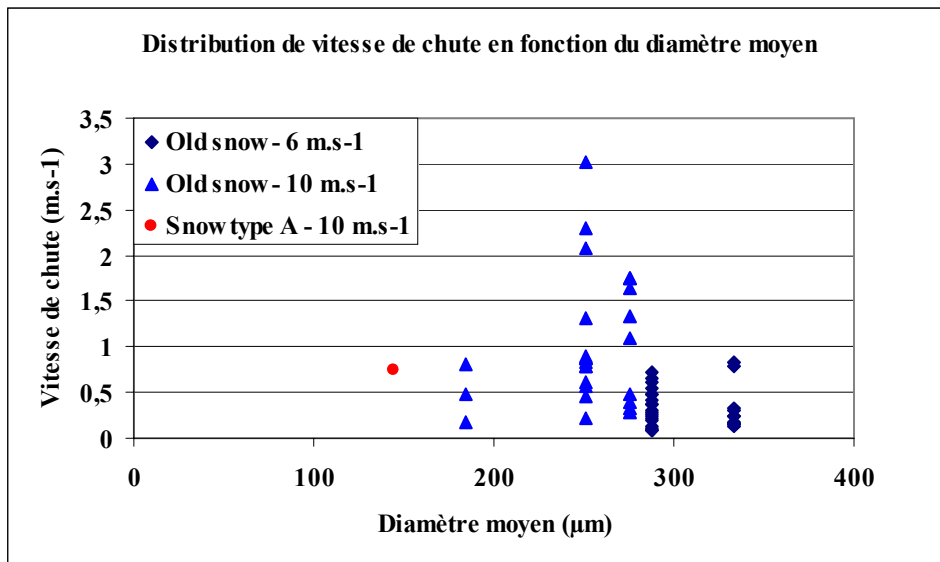


Figure 135 : vitesse de chute en fonction du diamètre moyen des particules.

10.3.6.5 Incertitudes de mesure

Incertainces liées au traitement d'images

Le traitement d'image utilisé pour mesurer les vitesses verticales des particules apporte une imprécision de l'ordre de 3 pixels pour la détermination des différentes positions des particules sur l'image. Cela se traduit par une incertitude de $\pm 0.2 \text{ m.s}^{-1}$ pour la vitesse verticale de la particule. Cette erreur peut expliquer en partie la grande disparité des mesures de vitesse obtenue. Cependant, la grande distribution de taille de particules à une hauteur donnée génère aussi une dispersion des mesures de vitesse.

Problème de l'approximation de la vitesse de chute par la vitesse verticale de la particule

Cependant, le principal problème de nos mesures de vitesse verticale reste leur adéquation avec la vitesse de chute qui est la vitesse verticale limite des particules. En effet, nous avons fait l'hypothèse que les particules descendent instantanément avec leur vitesse limite (vitesse de chute). Cette hypothèse est très forte, et peut-être même trop forte. Afin d'étudier la validité de cette hypothèse, nous avons déterminé théoriquement la variation temporelle de la vitesse verticale d'une particule sphérique au cours de sa chute.

Une particule sphérique tombant verticalement est soumise à la fois à la gravité et à la force de traînée. Sa chute peut être décrite par la relation suivante :

$$\frac{\partial(mw_p)}{\partial t} = mg - \frac{\pi}{8} C_d \rho_a w_p^2 D_p^2 \quad (\text{Eq. 119})$$

avec

w_p vitesse verticale de la particule (m.s^{-1}),

$C_d = \frac{24}{\text{Re}} \left(1 + \frac{\text{Re}^{2/3}}{6}\right)$ coefficient de traînée de la particule,

D_p diamètre de la particule (m),

$m = \rho_s \frac{4}{3} \pi \frac{D_p^3}{8}$ masse de la particule (kg),

Ce qui donne

$$\frac{\partial w_p}{\partial t} = g - \frac{3}{4} C_d \frac{\rho_a}{\rho_s} \frac{w_p^2}{D_p} \quad (\text{Eq. 120})$$

Nous avons alors déterminé numériquement l'évolution temporelle de la vitesse verticale de la particule :

$$w_p^n = w_p^{n-1} + dt \left(g - \frac{3}{4} C_d \frac{\rho_a}{\rho_s} \frac{w_p^{n-1}}{D_p} \right) \quad (\text{Eq. 121})$$

Cette expression nous a permis de tracer l'évolution de la vitesse verticale de la particule au cours du temps (figures 136 à 141). En fait le temps nécessaire à l'obtention de la vitesse verticale limite est court, de l'ordre de 0.1 s à 0.5 s en fonction du diamètre de la particule. Cependant, nos acquisitions d'images ont été faites avec une fréquence de 210 Hz, ce qui correspond à un pas de temps de 5 ms environ. Comme nos images comptent en moyenne trois ou quatre particules visibles, la durée totale de la chute visible sur nos images est de 15 à 20 ms. Nous sommes donc en dessous de la durée nécessaire à l'obtention de la vitesse verticale limite. Par conséquent, les images que nous avons traitées correspondent à la vitesse de chute uniquement dans le cas où la durée entre le début de la chute de la particule et le moment où nous avons filmé la particule est suffisamment long (0.1 à 0.8 s en fonction de la taille des particules). Dans les autres cas, les valeurs mesurées sous-estiment la vitesse de chute.

Sur les figures 136 à 141, nous avons comparé nos mesures de vitesse de chute moyenne en fonction du diamètre moyen (trait rouge) avec les résultats théoriques de l'évolution de la vitesse verticale de particules en fonction du temps, pour différents diamètres. Il semblerait que nous n'étions pas toujours à la vitesse verticale limite lors de nos mesures de vitesse de chute. De plus, ce résultat est peu précis car outre les incertitudes sur les mesures de vitesses de chute, il comporte des incertitudes sur les déterminations des diamètres moyens pour lesquels ont été mesurées ces vitesses de chute.

Afin d'avoir une idée de la différence entre nos mesures de vitesse verticale et la vitesse limite, nous avons voulu calculer l'accélération des particules présentes sur nos images. Une très faible accélération nous aurait permis de confirmer que la vitesse verticale mesurée était bien la vitesse limite. Cependant, l'incertitude sur nos mesures d'accélération est trop grande pour que nous puissions exploiter ces données. Elle est en effet de $+84 \text{ m.s}^{-2}$ puisque l'incertitude sur les vitesses est de $\pm 0.2 \text{ m.s}^{-1}$ et que le pas de temps entre deux images est de $1/210 \text{ s}$.

Enfin, dans notre raisonnement, nous avons assimilé la particule à une sphère pour négliger la force de portance. Dans le cas des particules types grain fin (vieille neige), cela est relativement bien justifié. Par contre, les particules type A sont dendritiques, donc assez éloignées d'une forme sphérique, et l'on peut alors se demander si notre hypothèse de négliger la force de portance dans ce cas n'est pas trop «brutale».

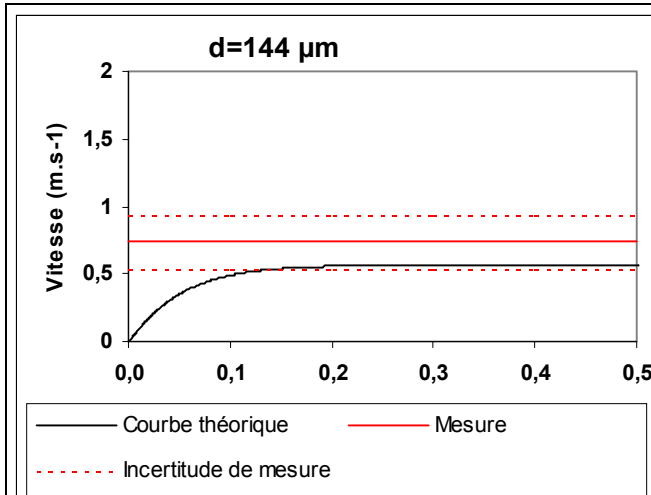


Figure 136 : comparaison des vitesses verticales théoriques et mesurées – cas $d=144 \mu\text{m}$

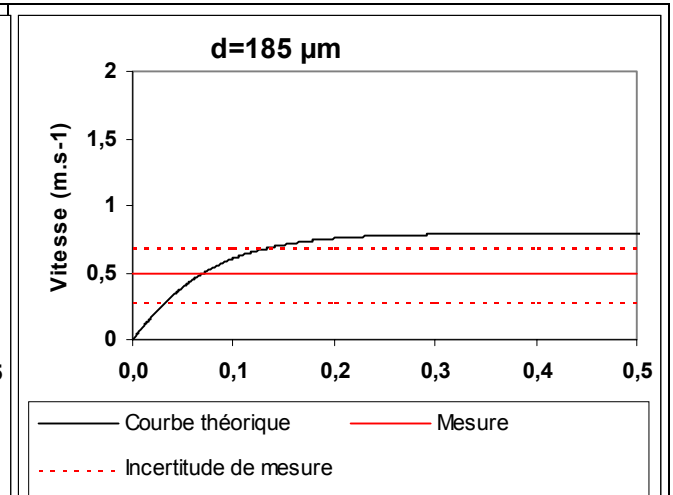


Figure 137 : comparaison des vitesses verticales théoriques et mesurées – cas $d=185 \mu\text{m}$

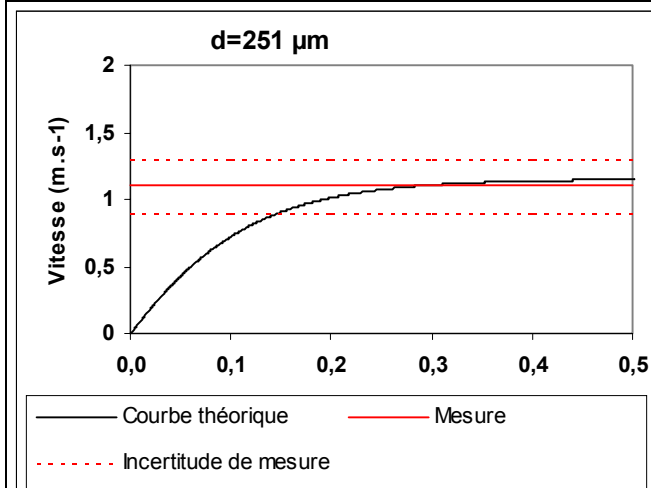


Figure 138 : comparaison des vitesses verticales théoriques et mesurées – cas $d=251 \mu\text{m}$

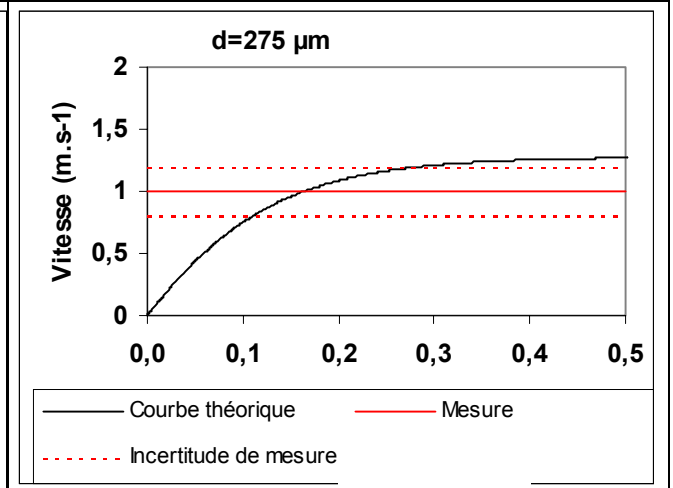


Figure 139 : comparaison des vitesses verticales théoriques et mesurées – cas $d=275 \mu\text{m}$

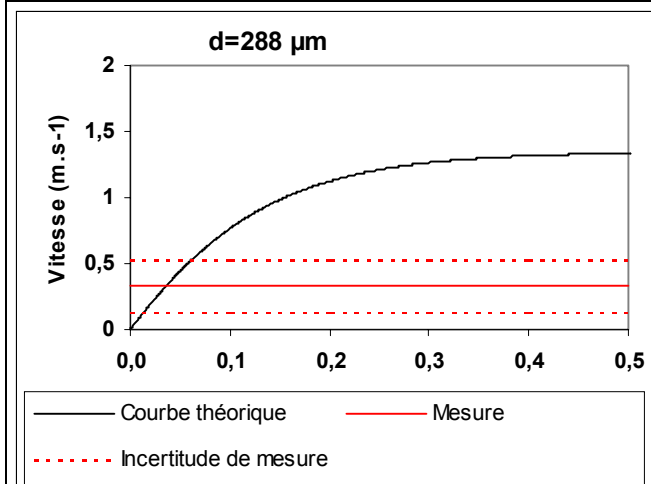


Figure 140 : comparaison des vitesses verticales théoriques et mesurées – cas $d=288 \mu\text{m}$

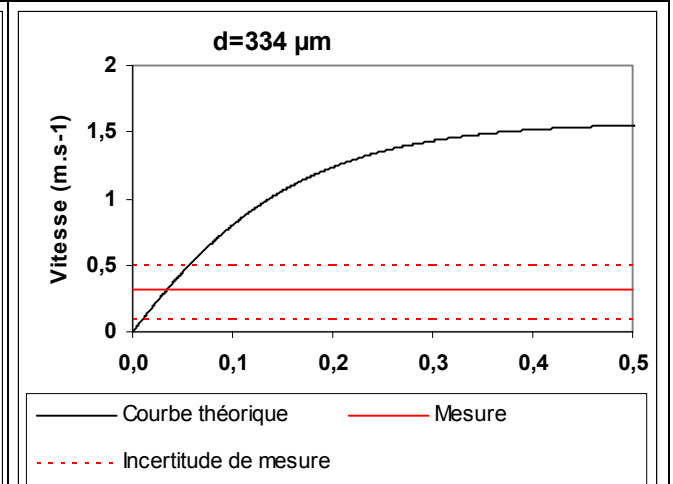


Figure 141 : comparaison des vitesses verticales théoriques et mesurées – cas $d=334 \mu\text{m}$

10.4 Détermination expérimentale du nombre de Schmidt turbulent

10.4.1 Résultats

A partir de ces résultats nous avons déterminé le nombre de Schmidt turbulent des particules de neige dans l'écoulement. La figure 142 regroupe nos résultats, pour des vitesses de chute moyennes. Nous obtenons une décroissance du nombre de Schmidt turbulent en fonction de la vitesse de chute assez similaire aux résultats de Naaim (1997).

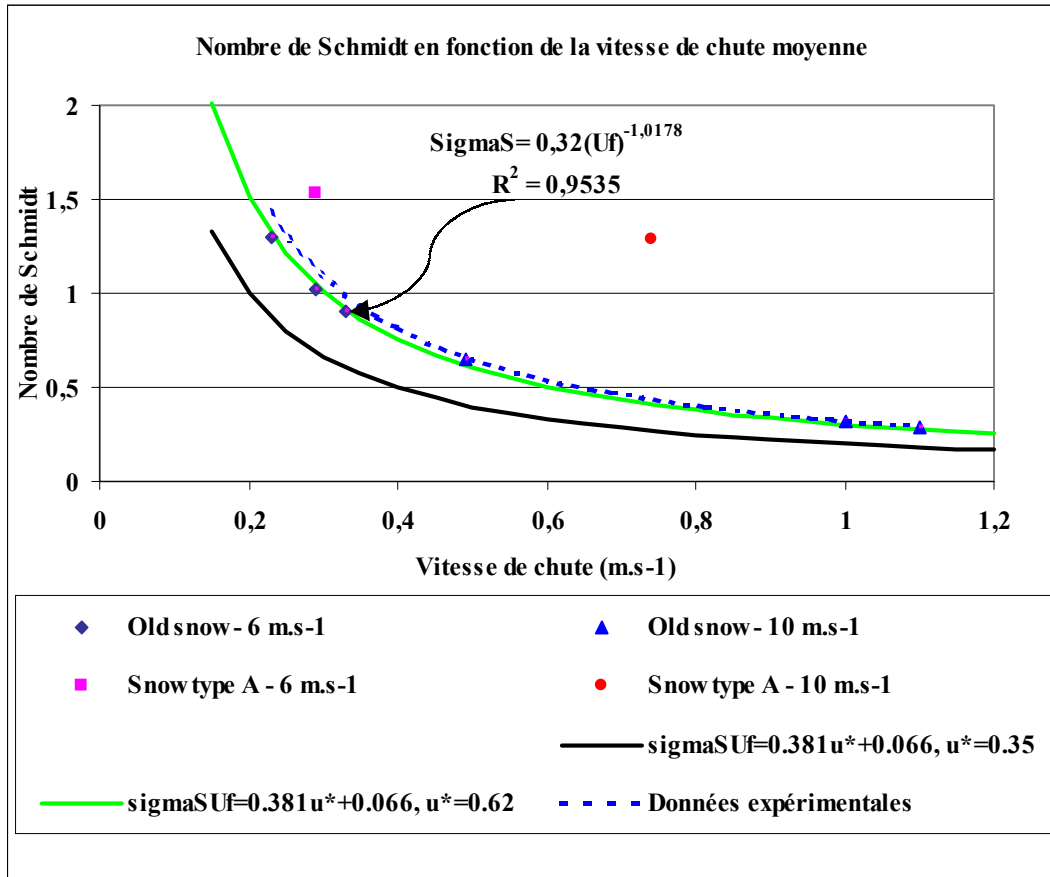


Figure 142 : détermination du nombre de Schmidt turbulent.

Notons que pour le lissage de nos données nous n'avons pas utilisé la valeur du nombre de Schmidt turbulent trouvée pour la neige type A, avec un vent de 10 m.s⁻¹. Cette donnée est assez décalée des autres car son coefficient bêta est élevé. C'est de plus une donnée de mauvaise qualité puisqu'une seule valeur de vitesse de chute a pu être déterminée.

A la lumière de nos résultats, il semble que la loi utilisée jusqu'à présent dans le modèle Némó (Naaim, 1997) soit une assez bonne approximation pour exprimer le paramètre $\text{SigmaS} \cdot U_f$ du modèle de transport. Par contre le fait que l'ensemble de nos données pour la neige type « vieille neige » se trouve sur la courbe empirique de Naaim (1997) dans le cas d'un $u^* = 0.35 \text{ m.s}^{-1}$ ne semble être qu'une coïncidence. En effet, la moitié de nos données

proviennent d'expériences avec un $u^*=0.62 \text{ m.s}^{-1}$ et n'ont donc pas de lien direct avec cette courbe.

10.5 Conclusion

Le bilan de ces tentatives de détermination de la vitesse de chute et du nombre de Schmidt turbulent des grains de neige est donc mitigé. Nous avons parfois mesuré une vitesse qui sous-estime la vitesse verticale limite, et nous n'avons pas toujours moyen de savoir si la vitesse verticale que nous avons mesurée est bien la vitesse limite ou pas. Cette incertitude sur les mesures se retrouve également dans la détermination du nombre de Schmidt turbulent réalisée. Cependant, l'ordre de grandeur de nos mesures reste acceptable si l'on se réfère à la bibliographie existant. De plus, le protocole expérimental mis en oeuvre est innovant. Il peut être amélioré au niveau de la prise d'image des particules, notamment avec l'utilisation de plusieurs caméras synchronisées pour augmenter la taille spatiale du champ de prise de vue. De cette manière, le temps pendant lequel les particules seront filmées sera plus long et l'approximation de la vitesse de chute sera meilleure.

Conclusion de la partie III

Conclusion

Ces trois chapitres ont donc permis de mettre en évidence l'influence du type de grain de neige sur le transport éolien.

Nous avons montré tout d'abord que le processus de formation du dépôt est étroitement lié au type de particule transportée, tant pour la vitesse de formation du dépôt, que pour le volume de neige déposé ou sa densité. Dans le but d'utiliser une modélisation numérique du transport, il va donc être nécessaire de déterminer plus finement l'influence de chaque type de neige sur le processus de dépôt.

Concernant les vitesses seuils d'érosion, les résultats du modèle Protéon développé par le CEN ont été testés à l'aide d'un outil performant pour détecter les débuts et les fins d'épisodes de transport : le capteur acoustique. Cette étude nous confirme dans l'idée d'utiliser le modèle Protéon comme référence dans la définition de ces vitesses seuils dans notre modèle numérique de transport, en attendant de nouvelles mesures mieux corrélées au type de grain de neige, notamment dans le cas de neige fraîche, où le modèle Protéon s'écarte sensiblement de nos données.

Par ailleurs, l'introduction des vitesses seuils de dépôt dans le modèle de transport nécessite d'abord de réaliser des expériences complémentaires afin d'avoir des données fiables. En particulier, des mesures de vitesses seuils in situ devraient être effectuées à l'aide du capteur acoustique, en plaçant un anémomètre juste à côté. Cette expérience devrait pouvoir être réalisée l'hiver prochain, grâce à l'achat d'un anémomètre ultrasonique trois composantes.

Enfin, nous avons obtenu des mesures de vitesses de chute de particules de neige transportée. Ces résultats sont mitigés car nous avons parfois mesuré une vitesse qui sous-estime la vitesse verticale limite, et nous n'avons pas toujours moyen de différencier les bonnes mesures de vitesse de chute des « mauvaises ». Cette incertitude sur les mesures se retrouve également dans la détermination du nombre de Schmidt turbulent que nous avons effectué. Cependant, l'ordre de grandeur de nos mesures reste acceptable si l'on se réfère à la bibliographie existant. De plus, le protocole expérimental mis en oeuvre est globalement satisfaisant. Il peut être amélioré au niveau de la prise d'image des particules, notamment avec l'utilisation de plusieurs caméras synchronisées pour augmenter la taille spatiale du champ de prise de vue. De cette manière, le temps pendant lequel les particules seront filmées sera suffisamment long pour obtenir une meilleure approximation de la vitesse de chute.

Partie IV

Modélisation numérique du transport de la neige par le vent

Chapitre 11 :

Validation in situ du modèle numérique de transport de la neige par le vent NEMO

11.1. Introduction

Jusqu'à présent, le modèle numérique NEMO de transport de la neige par le vent développé au Cemagref n'avait jamais été testé sur des données expérimentales avec de la neige et en conditions in situ. Le démarrage de cette validation a été rendu possible grâce à la campagne de mesures réalisée sur le site expérimental du Col du Lac Blanc pendant quatre hivers, afin de créer une base de données conséquente sur les épisodes de transport. Nous présentons ici les résultats des premiers tests de validation réalisés sur deux épisodes de transport, l'un sans chute de neige et l'autre avec.

11.2 Modification du modèle NEMO pour une utilisation in situ

Lors de la comparaison des résultats du modèle avec des expériences en soufflerie, les paramètres tels que la vitesse du vent, la vitesse seuil d'érosion, la vitesse de chute des particules avaient l'avantage d'être connus et constants (Naaim-Bouvet (1997)). En revanche, in situ la réalité est plus complexe : tous les paramètres d'entrée du modèle varient au cours de l'épisode. De plus, le flux de particules transportées est mal connu. Nous n'avons pas de mesures directes du débit pendant chacun des épisodes étudiés, et l'étalonnage du capteur acoustique ne donne pour l'instant qu'une approximation grossière du flux de neige. Nous avons donc choisi d'utiliser les formulations empiriques de Pomeroy (1990) (cf. 3.5) pour déterminer ce flux.

Par ailleurs, jusqu'à présent les modèles numériques de transport de neige étaient utilisés avec un vent constant pour déterminer des profils de congères à saturation. Dans le cas présent, il s'agit de reproduire l'évolution de l'érosion et du dépôt de neige, avec un vent qui varie au cours du temps.

La simulation numérique sur ces périodes en utilisant le modèle couplant le vent et le transport de la neige par le vent n'est pas réalisable à partir de nos moyens de calcul. Nous avons donc choisi de simplifier le problème en faisant tout d'abord tourner le modèle numérique complet (modélisation du champ de vent et du transport) uniquement pour la première heure de l'épisode.

Pour cela, nous avons utilisé la topographie du site, le type de neige initial donné par le modèle Crocus, un taux de précipitation moyen, et un profil de vitesse logarithmique représenté par la vitesse de frottement $u_*(x=0, t=0)$ à la limite amont.

Les sorties de cette première simulation sont la vitesse de frottement turbulent près de la surface de la neige $u_*(x, t=0)$, la concentration $c(x, t=0)$, et le flux de masse échangé avec le manteau neigeux $M(x, t=0)$ le long du profil.

Ensuite, comme le flux est turbulent et que la turbulence est pleinement développée, nous avons supposé que si la vitesse de frottement à la limite amont $u_*(x=0, t=0)$ évoluait en $u_*(x=0, t)$, la vitesse de frottement résultant dans chaque cellule en contact avec le manteau neigeux $u_*(x, t)$ était définie par :

$$u_*(x, t) = u_*(x, t=0) \cdot (u_*(x=0, t) / u_*(x=0, t=0)) \quad (Eq.122)$$

D'autre part, d'après Pomeroy et Gray (1990), le flux de saltation est donné par :

$$Q_s = A \frac{u_{*t}}{u_*} (u_*^2 - u_{*t}^2) \quad (\text{Eq. 123})$$

Où A est un coefficient de proportionnalité, et u_{*t} la vitesse de frottement seuil.

Donc dans chaque cellule en contact avec le manteau neigeux, le flux de masse de référence est :

$$C(x, t = 0).u_*(x, t = 0) = A \frac{u_{*t}}{u_*(x, t = 0)} (u_*^2(x, t = 0) - u_{*t}^2) \quad (\text{Eq. 124})$$

Et durant l'épisode de transport, dans chaque cellule en contact avec le manteau neigeux, le flux s'exprime par :

$$C(x, t).u_*(x, t) = A \frac{u_{*t}}{u_*(x, t)} (u_*^2(x, t) - u_{*t}^2) \quad (\text{Eq. 125})$$

Le rapport des deux expressions précédentes, permet d'obtenir la concentration dans chaque cellule en contact avec le manteau neigeux :

$$C(x, t) = C(x, t = 0) \cdot \frac{u_*^2(x, t = 0)}{u_*^2(x, t)} \left(\frac{u_*^2(x, t) - u_{*t}^2}{u_*^2(x, t = 0) - u_{*t}^2} \right) \quad (\text{Eq. 126})$$

Ces deux simplifications pour le flux et pour la vitesse du vent nous ont permis d'utiliser le modèle NEMO sur les différents épisodes en considérant la vitesse mesurée in situ à l'entrée du domaine comme condition à la limite amont. Nous avons ainsi réalisé des simulations en prenant pour référence le profil de perche n°9 à 16 du site de la Muzelle, réparties sur une distance de plus de 120 m (figure 143).

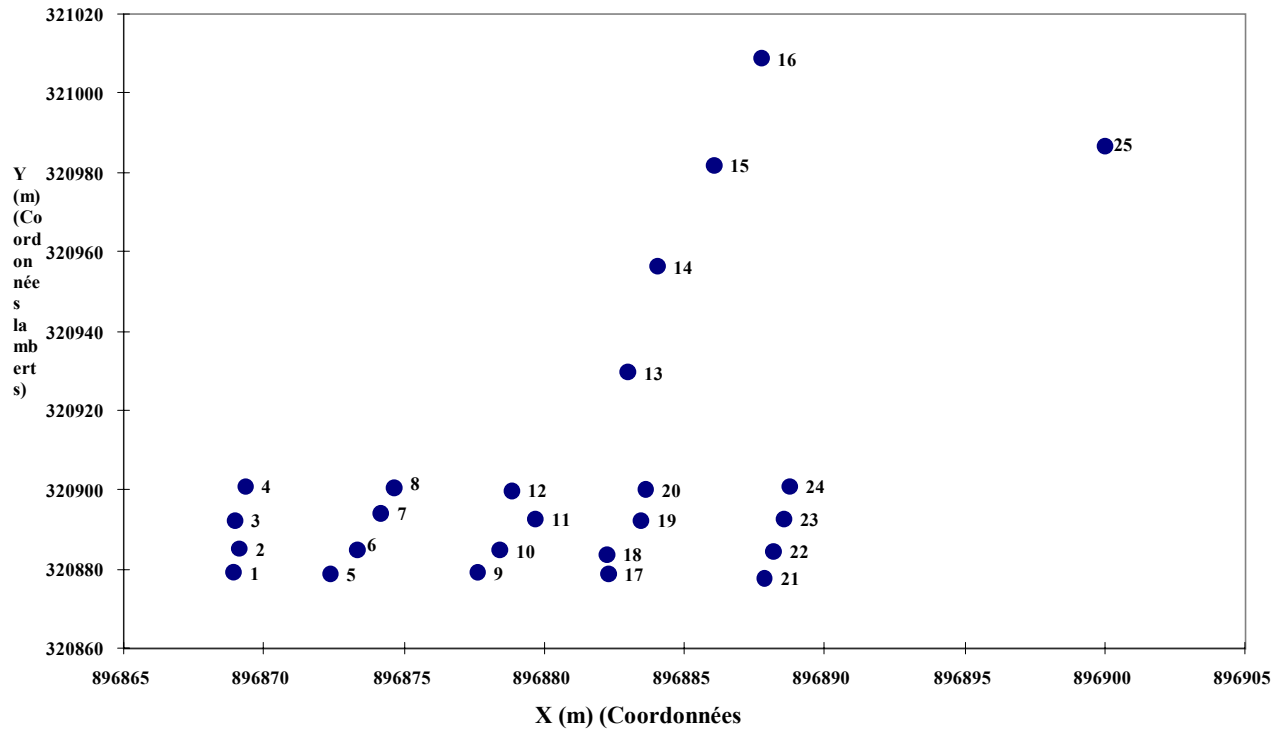


Figure 143 : coordonnées des perches à neige, site de La Muzelle, Hiver 1998-99.

11.3. Comparaison des résultats du modèle avec les données in situ

11.3.1. Episode sans chute de neige

Le premier test de validation in situ a été réalisé sur l'épisode de transport A3 (cf. 3.4.3). Cet épisode de transport a duré du 01/03/1999 18h15 au 02/03/1999 2h45, soit 8h30 au total (figure 144). Il s'est produit par vent de Nord à vitesse moyenne (5 à 9.5 m.s⁻¹). Les deux sondages du manteau neigeux réalisés les 25/02/1999 et 02/03/1999 indiquent que la neige de surface était du grain fin (densité : 260 kg.m⁻³). Les vitesses seuils mesurées étaient de 7.2 m.s⁻¹ pour l'érosion et de 7.6 m.s⁻¹ pour le dépôt. Cependant le modèle NEMO ne prend pas en compte pour l'instant cette différence de vitesses seuils. Nous avons donc pris pour ce test une vitesse seuil unique pour l'érosion et le dépôt.

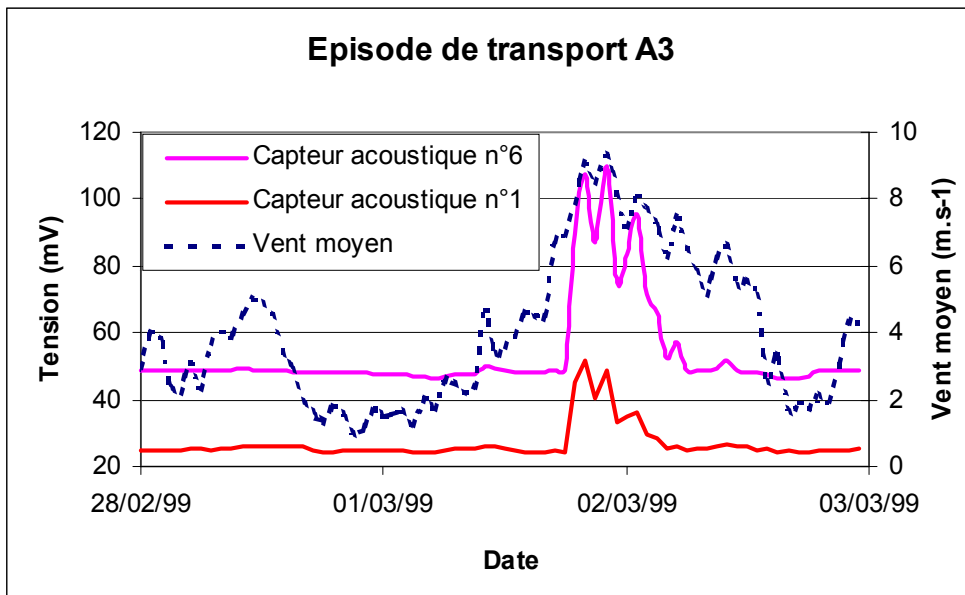


Figure 144 : Episode de transport A3 sans chute de neige.

Il n'y avait pas de neige sur la première perche située au niveau du Col (perche 16) au début de l'épisode. De plus, le capteur acoustique n°1 situé sur cette perche ne donnait qu'un faible signal (figure 144). Par conséquent, il n'y avait pas de transport significatif à ce niveau. Par contre, le capteur acoustique situé sur la perche 9 (capteur n°6) indiquait la présence de transport. Le transport ne commençait donc vraiment qu'en contrebas du Col, et nous avons choisi de faire démarrer l'épisode de transport numérique seulement à 20m de la perche 16.

Le débit de neige transportée a été calculé à partir de la formulation empirique de Pomeroy (cf. Chapitre 3). La figure 145 présente la variation du débit au cours de l'épisode. Remarquons qu'il y a ici un rapport 4 entre le débit déterminé par la formulation de Pomeroy, et celui obtenu à partir du capteur acoustique.

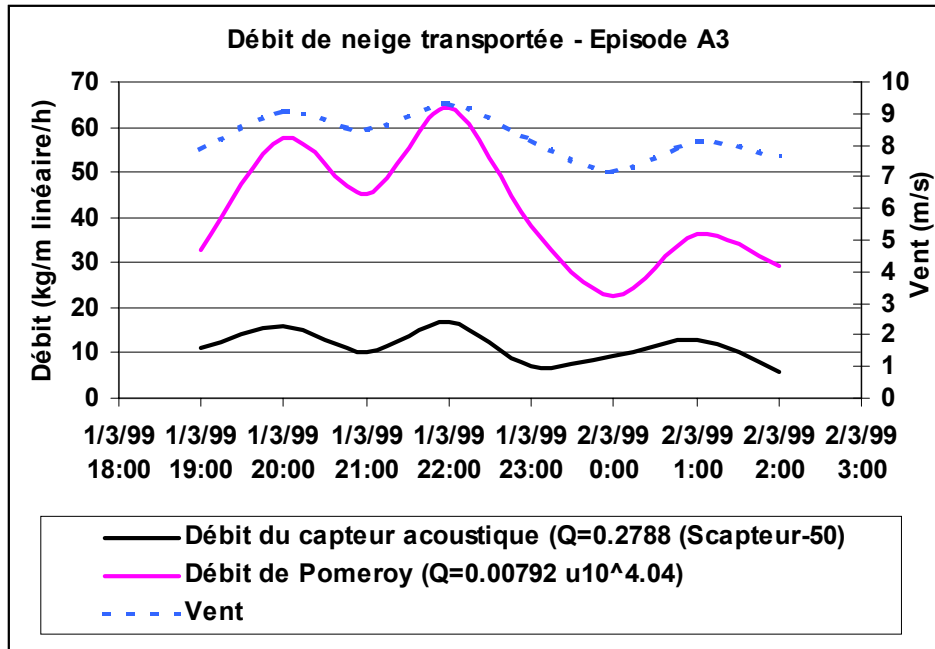


Figure 145 : débit de neige transportée durant l'épisode A3.

Les hauteurs de neige au niveau des différentes perches lors de cet épisode variaient de 0 à 2m en fonction des perches. Sur la figure 146 nous avons reporté les altitudes du manteau neigeux mesurées avant et après l'épisode de transport, l'altitude de référence (le niveau du sol), ainsi que l'altitude du manteau neigeux simulée numériquement. La figure 146 permet de comparer les différences de hauteurs de neige mesurées et calculées avant et après épisode. Ces résultats semblent satisfaisants puisque avec les hypothèses adoptées, le modèle reproduit assez bien les données in situ.

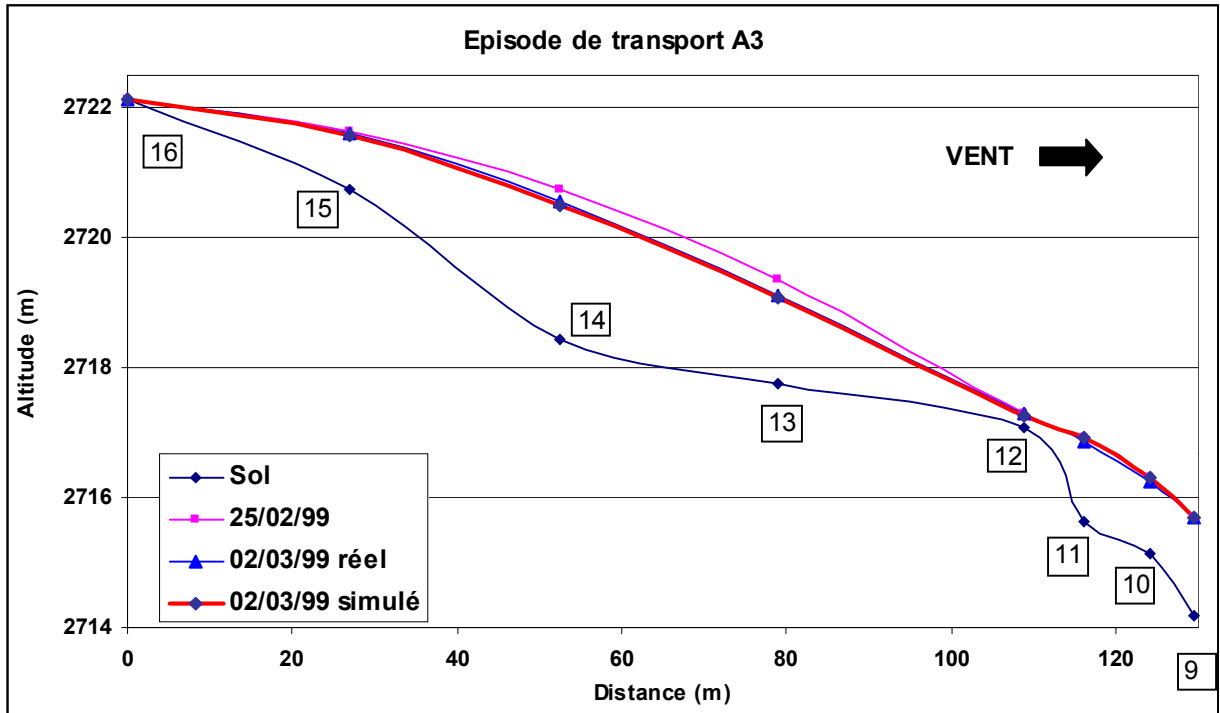


Figure 146 : hauteurs de neige sur les perches lors de l'épisode A3. Comparaison entre mesures in situ et simulation numérique.

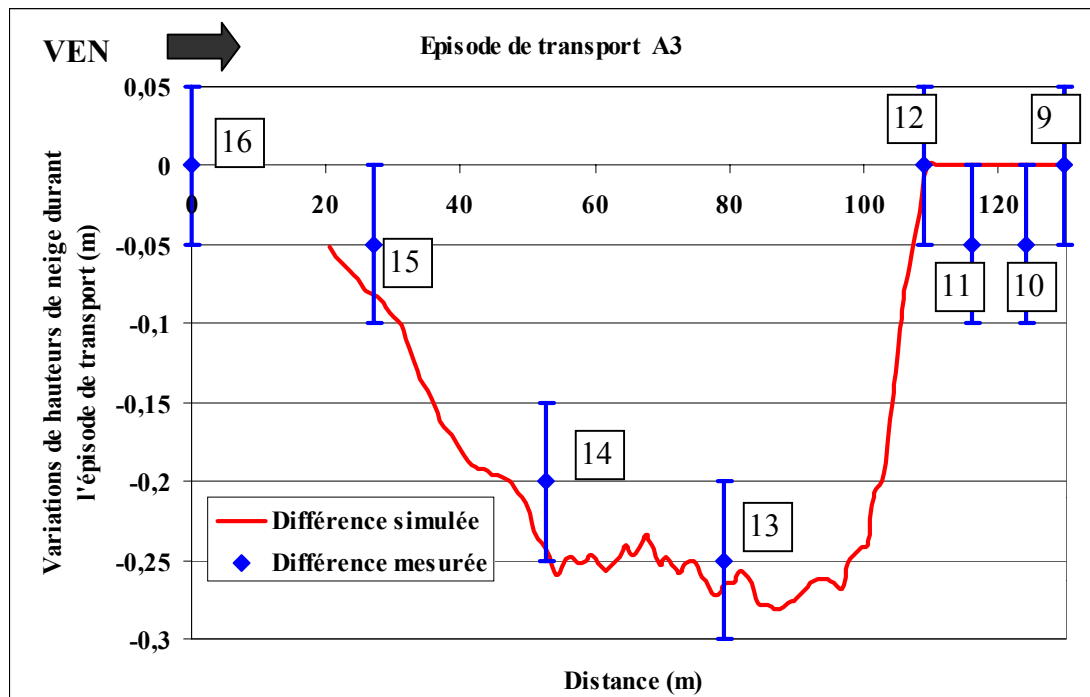


Figure 147 : Variations de hauteurs de neige lors de l'épisode de transport A3. Comparaison entre résultats des mesures in situ et simulation numérique.

11.3.2. Episode avec chute de neige

Nous avons essayé de reproduire l'évolution de la hauteur du manteau neigeux pour l'un des épisodes de transport avec chute de neige. Il s'agissait de l'épisode B4 du 26/01/99 15h au 31/01/99 11h (116h au total). La tempête a duré 6 jours avec 4 jours de chute de neige par fort vent de Nord, jusqu'à 22 m.s^{-1} (figure 148). La neige transportée était de la neige fraîche (densité : 100 kg.m^{-3}). Les vitesses seuils d'érosion et de dépôt étaient identiques : 4.5 m.s^{-1} . Pour effectuer la simulation numérique nous avons introduit dans le modèle un flux moyen lié à la chute de neige (120 cm en 116h).

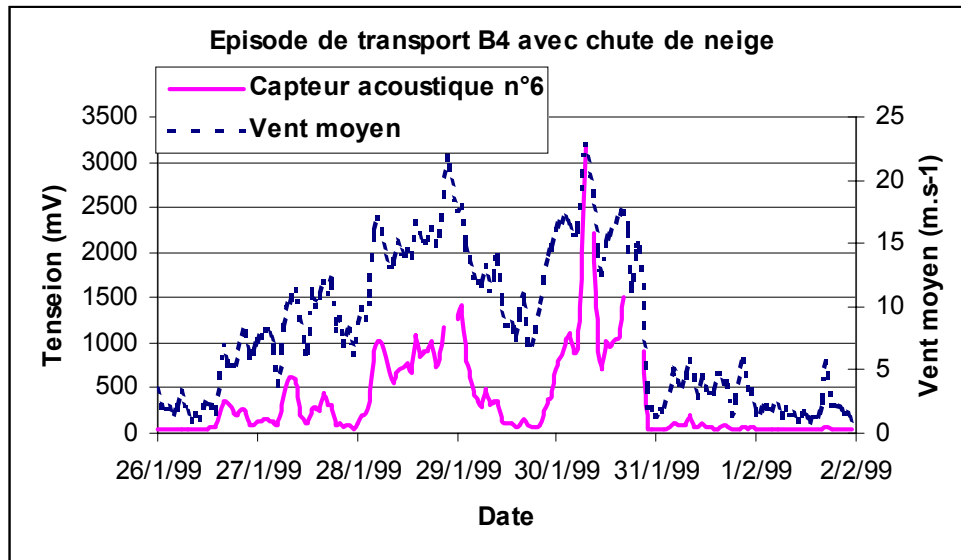


Figure 148 : épisode de transport B4 avec chute de neige.

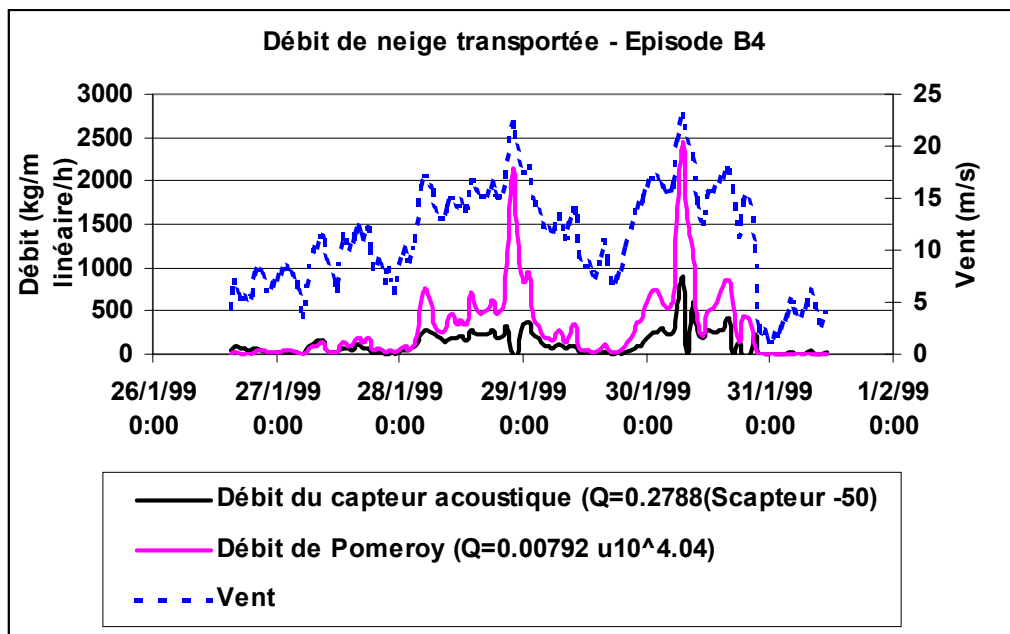


Figure 149 : débit de neige transportée durant l'épisode B4.

Cet épisode de transport a été fortement venté, ce qui explique les grandes quantités de neige transportées (figure 149) déterminées à la fois par la formulation de Pomeroy et à partir du capteur acoustique (cf. Chapitre 3).

Les résultats sont tracés sur les figures 150 et 151. Sur la figure 150 les altitudes avant et après l'épisode de transport mesurées in situ sont comparées aux résultats de la simulation numérique. Sur la figure 151, ce sont les variations d'épaisseurs de neige durant l'épisode (érosions et accumulations) qui sont comparées. Notons que ce test a été réalisé uniquement sur un profil de quatre perches (80 m de long), contrairement au test précédent (8 perches, 130 m de long), et ceci pour réduire le temps de calcul. En analysant ces résultats, nous pouvons conclure que le modèle numérique reproduit assez bien la localisation du dépôt. Sur l'un des points l'erreur reste tout de même relativement importante puisqu'elle avoisine les 50 % (figure 151). La manière avec laquelle la vitesse du vent a été déterminée sur l'ensemble du domaine peut expliquer cette erreur. Sur les autres perches, la différence entre simulation numérique et résultat in situ reste inférieure à l'incertitude sur la mesure réelle de hauteur de neige (5 cm).

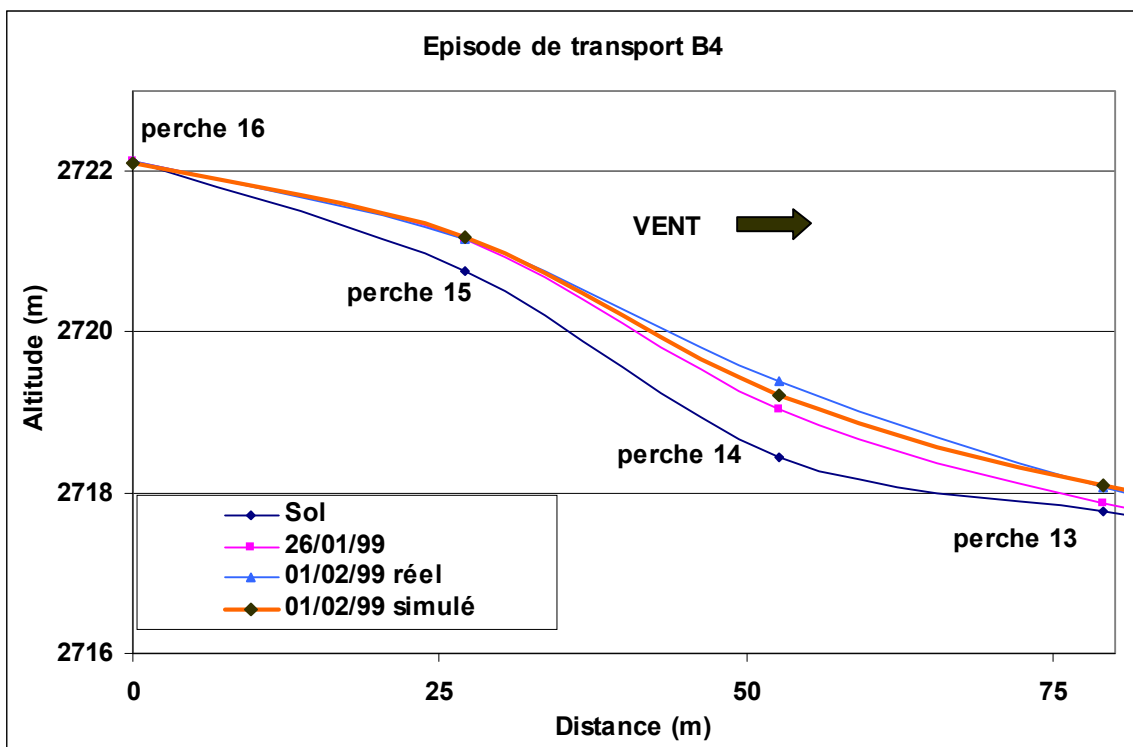


Figure 150 : hauteurs de neige sur les perches lors de l'épisode B4. Comparaison entre mesures in situ et simulation numérique.

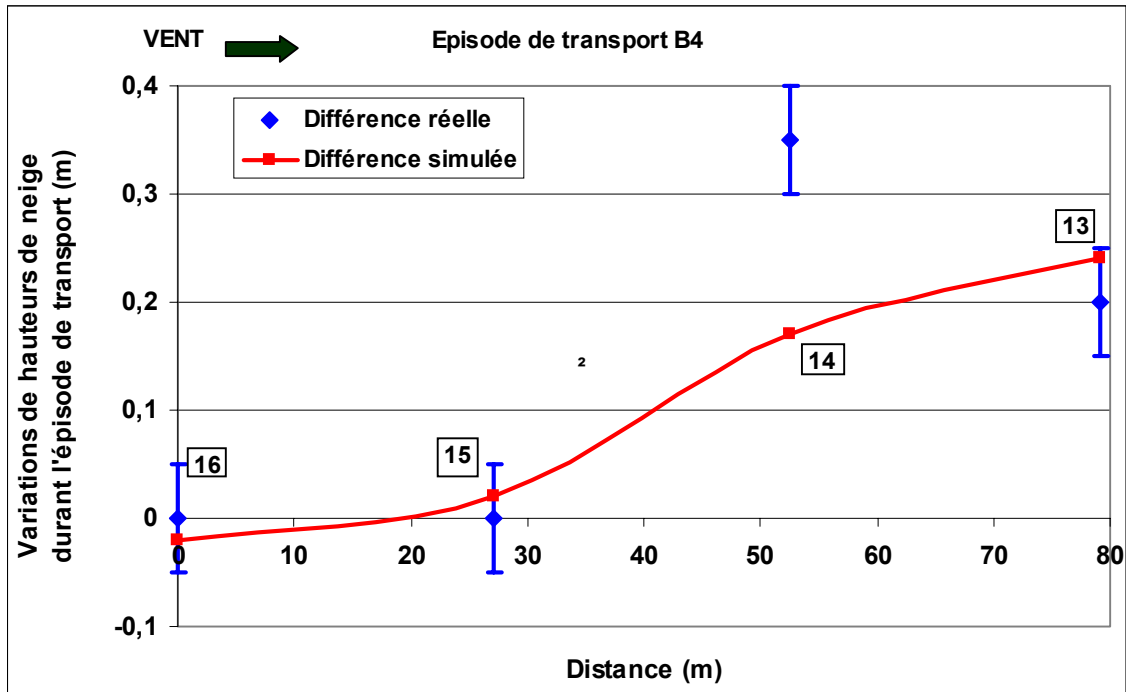


Figure 151 : variations de hauteurs de neige lors de l'épisode de transport B4. Comparaison entre résultats des mesures in situ et simulation numérique.

11.4. Conclusion

Ces premières comparaisons entre simulations numériques et données in situ sont encourageantes puisque le modèle reproduit assez bien la réalité. Ce travail numérique devrait se poursuivre en utilisant le modèle total (neige et vent) couplé pour obtenir de meilleurs résultats. Par ailleurs, il faudrait maintenant pouvoir introduire des mesures du flux de neige transportée comme paramètre d'entrée du modèle au lieu d'une formulation empirique. Pour ce faire, nous devons poursuivre le calibrage du capteur acoustique, afin de pouvoir corrélérer le signal enregistré sur le capteur avec le débit de transport de la neige par le vent. Ensuite, pour affiner ce modèle il faudra introduire la prise en compte du matériau neige, à travers les vitesses seuils d'érosion et de dépôt ainsi que la vitesse de chute. A terme, ce modèle pourra être utilisé dans la chaîne de modèles décrite en introduction pour améliorer la gestion du risque d'avalanches.

Conclusion et perspectives

Conclusion et perspectives

Ce travail de thèse s'inscrit dans un cadre général de développement d'une chaîne de modèles numériques visant à améliorer la gestion du risque d'avalanche.

L'objectif de cette thèse était d'approfondir notre connaissance physique du transport éolien de la neige en privilégiant l'étude expérimentale à l'échelle 1, afin de pouvoir à terme améliorer les performances du modèle numérique de transport NEMO développé au Cemagref, et initier sa validation.

Nous avons ainsi analysé les propriétés du transport propres au matériau neige et à la nature de l'écoulement. Il était également nécessaire de créer une base de données in situ sur des épisodes de transport pour tester et valider le modèle numérique NEMO. Nous avons donc réalisé des expériences en souffleries climatiques, et développé un site expérimental de haute montagne dédié au transport de la neige par le vent.

Ces études ont nécessité l'utilisation d'un détecteur acoustique de transport de la neige par le vent, dont il a fallu auparavant étudier le signal et commencer l'étalonnage. Le signal lié au vent sur ce capteur a été analysé, et une première loi liant le signal au débit de neige transportée a été établie, dans le cas de la neige artificielle (billes de glace). Nous avons également cerné les limites d'utilisation de ce capteur. L'étalonnage doit se poursuivre, afin d'établir des relations directes entre signal et flux de neige transportée pour différents types de grains de neige.

Concernant l'influence de la nature de l'écoulement sur le transport éolien de la neige, les expériences réalisées à la soufflerie climatique du CSTB de Nantes ont montré que durant des périodes de rafales, le flux de masse transporté ne suit pas exactement les fluctuations du vent, ce qui conduit à un écoulement en permanence hors d'équilibre.

Par ailleurs, des études in situ portant sur le coefficient de rafale de transport mettent en évidence le fait que le transport est plus important quand il est généré par un vent régulier suffisamment fort que lorsqu'il est provoqué par des rafales de vent ponctuelles. Par conséquent, au niveau de la modélisation numérique, l'utilisation de valeurs moyennes horaires de vent ou le calcul au pas horaire du transport ne semblent pas nuire à la qualité du résultat de la modélisation, dans le cas de périodes de transport important.

Enfin, l'influence du régime d'écoulement dans le processus de formation d'une congère a été étudié à la soufflerie du C.E.S. au Japon. La nature de l'écoulement, en rafale ou par vent régulier n'interviendrait pas sur la forme du dépôt à saturation, mais uniquement sur la vitesse de formation du dépôt (plus rapide par vent régulier que par rafales).

Pour poursuivre ces études, des expériences devraient être menées in situ en utilisant à la fois le capteur acoustique et un anémomètre 3 composantes, avec une acquisition des données à haute fréquence. Cela permettra notamment d'analyser plus finement le rôle des rafales vis à vis de l'arrachement des particules.

Ce travail a également mis en évidence l'importance de l'influence du type de grain de neige sur le transport éolien. Nous avons montré tout d'abord que le processus de formation du

dépôt est étroitement lié au type de particule transportée, tant pour la vitesse de formation du dépôt, que pour le volume de neige déposé ou sa densité. Dans le but d'utiliser une modélisation numérique du transport, il va donc être nécessaire de déterminer plus finement l'influence de chaque type de neige sur le processus de dépôt.

De plus, les vitesses seuils d'érosion ont été mesurées à l'aide du capteur acoustique. Cette étude nous conforte dans l'idée d'utiliser le modèle Protéon comme référence dans la définition des vitesses seuils d'érosion en entrée du modèle NEMO. De nouvelles mesures mieux corrélées au type de grain de neige sont cependant nécessaires, notamment dans le cas de neige fraîche, où le modèle Protéon s'écarte sensiblement de nos données. De la même façon, il serait intéressant de définir de façon systématique une vitesse seuil de dépôt pour chaque type de particules de neige.

Enfin, nous avons obtenu des mesures de vitesses de chute de particules de neige transportées. Ces résultats sont mitigés car nos mesures sous-estiment parfois la vitesse verticale limite, et nous n'avons pas toujours moyen de différencier les bonnes mesures des « mauvaises ». Cette incertitude se retrouve également dans la détermination du nombre de Schmidt turbulent. Cependant, l'ordre de grandeur obtenu reste acceptable si l'on se réfère à la bibliographie existant. Il faudrait réfléchir à de nouvelles mesures de ces vitesses de chute, peut-être en utilisant plusieurs caméras pour augmenter la taille spatiale du champ de prise de vue.

D'un point de vue numérique, les premières comparaisons entre simulations numériques et données in situ sont encourageantes. Cette étude numérique est assez succincte, car, nous avons privilégié un travail expérimental, préalable nécessaire pour améliorer et valider le modèle numérique NEMO. Ce modèle a été adapté aux conditions du terrain, notamment pour la détermination de la vitesse du vent et du flux de particules transportées. Ce travail numérique se poursuit actuellement au sein de l'équipe (thèse de F.X. Cierco). Une étude de sensibilité des paramètres d'entrée du modèle vis-à-vis du temps de formation de la congère et un transfert du code de calcul sous un code commercial sont en cours de réalisation. Ensuite, il faudrait pouvoir introduire les mesures de flux de neige du capteur acoustique comme paramètre d'entrée, ce qui permettrait de supprimer les incertitudes liées à l'utilisation de la formulation empirique de Pomeroy et l'estimation du flux lié à une chute de neige. De plus, l'introduction des différences entre vitesses seuils d'érosion et de dépôt, ainsi que celle de la vitesse de chute des particules devra être réalisée. A terme, ce modèle devrait pouvoir être utilisé de façon opérationnelle à la fois pour les couloirs d'avalanches et pour les tracés routiers.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

(1) *R.S ANDERSON : 1987

"Eolian sediment transport process : the effect of a fluctuating wind on particles trajectory", Journal of geology, 95, p. 497-512.

(2) * Y. ANNO : 1984

"Requirements for modeling a snowdrift", Cold Region Science and Technology, 8, p. 241-252.

(3) R.A. BAGNOLD : 1941

"The physic of Blown Sand and Desert Dunes", Methuen, London, 265 p.

(4) * W. BECHTELER et W. SCHRIMPF : 1984

"Improved numerical model for sedimentation", Journal of Hydraulic Engineering, 110, n°3, p. 234-246.

(5) *J.L. BEST : 1993

"On the interactions between turbulent flow structure, sediment transport and bedform development : some considerations from recent experimental research", Turbulence : Perspectives on Flow and Sediment Transport, John Wiley, p. 35-60.

(6) E. BRUN, P. DAVID, M. SUDUL, G.BRUNOT : 1992

"A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting", Journal of Glaciology, 128, n°38, p. 13-22.

(7) *W. BUDD, R. DINGLE, V. RADOK : 1964

"The Byrd snowdrift project : outline and basic results", Antarctic Research Series, 9, 71-134.

(8) *G.R. BUTTERFIELD : 1993

"Sand transport response to fluctuating wind velocity", Turbulence : Perspectives on flow and sediment transport, John Wiley, p. 305-336.

(9) S. CANDEL : 1990

"Mécanique des fluides", Bordas, Paris, ISBN 2.04.018753.7, 451 p.

(10) T. CASTELLE : 1995

"Transport de la neige par le vent en montagne : Approche expérimentale du site du Col du Lac Blanc", Thèse n°1303 de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 255 p.

(11) *C.P. CHEN, P.E. WOOD : 1985

"A turbulence closure model for dilute gas particule flows" The Can. J. Che, 63, p. 349-360.

(12) *W.S CHEPIL : 1959

"Equilibrium of soil grains at the threshold of movment by wind", Proceedings Soil Science Society of America, 23 (6), p. 422-428.

(13) *N.J. CLIFFORD, J. McCLATCHEY, J.R. FRENCH : 1991

"Measurements of turbulence in the benthic boundary layer over a gravel bed and comparison with accoustic measurements and predictions of bed loads transport of marine gravel : discussion", Sedimentology, 38, p. 161-166.

(14) X. CONDUCCI : 2002

"Etude des performances d'un capteur acoustique de transport de neige par le vent", Mémoire de stage de magistère de physique, Université Joseph Fourier, Grenoble, 30p.

(15) *J. COUSTEIX : 1989

"Turbulence et couche limite", Cepadues-Editions, Toulouse, ISBN 2.85428.210.8, 627 p.

(16) D. M. DEAVES : 1993

"Analysis of gust factors for use in assessing wind hazard", Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 45, p. 175-188.

(17) Y. DURAND, E. BRUN, L. MERINDOL, G. GUYOMARC'H, E. MARTIN : 1993

"A meteorological estimation of the relevant parameters for snow models", Annals of Glaciology, 18, 65-71.

(18) Y. DURAND, GUYOMARC'H G., MERINDOL L. : 2000

"Numerical Experiments of Wind Transport over a Mountainous Instrumented Site: I. Regional scale", Annals of Glaciology, p 187-194.

(19) Y. DURAND, GUYOMARC'H G., MERINDOL L. : 2000

"Transport de la neige par le vent sur un site de montagne : mesures et modélisation numérique à l'échelle du massif". La Houille Blanche, N°5-2000.

(20) Y. DURAND, GUYOMARC'H G., MERINDOL L. and P. PUGLIESE : 2002

"Col du Lac Blanc (Alps 2 700 m) : A Site for Studies on Blowing Snow Effects". International Seminar on Snow and Avalanches Test Sites. Cemagref-Grenoble, Alpexo, 22-24 Nov 2001. (in Press, Cemagref Edition)

(21) S. EMPEREUR : 1999

"Etude de la stabilité du manteau neigeux", Rapport de stage de maîtrise de mécanique, Université Joseph Fourier, 30 pages.

(22) *R.A FALCONER, LI GUIYI : 1992

"Modelling tidal flows in island's wake using two-equation turbulence model", Proc. Inst. Civ. Engin. Wat. Maritime Energy, 96, p. 43-53.

(23) D. FONT : 1999

"Drifting snow : Processes and effects on the snow cover", Thèse de l'université de Barcelone, 211 p.

(24) D. FONT, F. NAAIM-BOUVET, M. ROUSSEL : 1997

"Snow drifting acoustic detector: experimental test in La Molina, Spanish", Proceedings of International Symposium on Snow and Avalanches, IGS, Chamonix.

(25) *D.A. GILLETTE, J. ADAMS, A. ENDO, D. SMITH, R. KHIL : 1980

"Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils", J. Geophys. Res., 85, 5621-5630.

(26) *D.A. GILLETTE, J. ADAMS, D. R. MUHS, R. KHIL : 1982

"Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for input of soil particles into the air", J. Geophys. Res., 87, 9003-9015.

(27) *A.J. GRASS : 1970

"Initial instability of fine bed sand", Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers, 96, p. 619-631.

(28) G. GUYOMARC'H, L. MERINDOL : 1995

"PROTEON - Vers une prévision locale du transport de la neige par le vent", Symposium International ANENA, Editions Cemagref, p. 97-102.

(29) G. GUYOMARC'H, L. MERINDOL : 1998

"Validation of an application for forecasting blowing snow", Annals of Glaciology n°26 p138-143.

(30) G. GUYOMARC'H, L. MERINDOL : 1999

"Bilan de mesures, saison 98-99 au Col du Lac Blanc". Rapport du XIème Contrat de Plan Etat-Région, Programme de Recherche sur les Risques Naturels.

(31) G. GUYOMARC'H, Y. DURAND, L. MERINDOL, F. NAAIM-BOUVET : 2000

"Climatology of an experimental site for studies on the snowdrift". ISSW 2000, 1-6/10/2000, Big Sky, Montana, p296-301.

- (32) G. GUYOMARC'H, L. MERINDOL, Y. DURAND, F. NAAIM-BOUVET, J-L MICHAUX : 2001**
 "10 years of climatology of a high altitude experimental field and related snow experiments", European Geophysical Society, March 2001, Nice : soumis à publication dans Natural Hazards and Earth System Sciences.
- (33) *J.O. HINZE : 1975**
 "Turbulence", Mac Graw-Hill, 2nd éd.
- (34) *M.K. HOUSEHOLDER, V.W GOLDSCHMIDT : 1969**
 "Turbulent diffusion and Schmidt number of particles", Journal of the Engineering Mechanics Division, ASCE, 95, n°6, p. 1345-1367.
- (35) *J.D IVERSEN, B. WHITE : 1982**
 "Saltation threshold on Earth, Mars and Venus" Sedimentology, 29, p. 111-119.
- (36) *H.E. JOBSON et W.W SAYRE : 1970**
 "Vertical transfer in open channel flow", Journal of the Hydraulic Division, Proceedings ASCE, 96, p 703-724.
- (37) M. KAJIKAWA, S. TANIGUCHI, S. ITO : 1996**
 "Relationship between the fall velocity of snowflakes and the shape of their component crystals", Journal of the Japanese society of snow and ice. Vol. 58, No.5.
- (38) *T. KIKUCHI : 1981**
 "A wind tunnel study of the aerodynamic roughness associated with drifting snow", Cold Region Science and Technology, 9, p. 107-118.
- (39) *A. KIRKBRIDE : 1993**
 "Observations of the influence of bed roughness on turbulence structure in depth limited flows over gravel beds", Turbulence : Perspectives on Flow and Sediment Transport, John Wiley, p. 35-60.
- (40) *S. KOBAYASHI : 1972**
 "Studies of snow transport in low-level drifting snow. Contributions from the Institute of Low Temperature Science", Series A, 24, p. 1-58.
- (41) *V.M. KOTLIAKOV : 1961**
 "Result of study of formation and structure of the upper layer of the ice sheet in eastern Antarctica", General assembly of Helsinki, International Association of Scientific Hydrology, 55.
- (42) *B.E LAUNDER, D.B SPALDING : 1972**
 "Mathematical Model of Turbulence" Academic Press, London.
- (43) M. LEHNING, F. NAAIM-BOUVET, M. NAAIM, B. BRABEC, J. DOORSCHOT, Y. DURAND, G. GUYOMARC'H, J-L. MICHAUX, M. ZIMMERLI : 2001**
 "Snow drift : Acoustic sensors for avalanche warning and research", 26th Assembly of European Geophysical Society, 2001, Nice : soumis à publication dans Natural Hazards and Earth System Sciences.
- (44) *G.E LISTON, R.L BROWN, J. DENT : 1994**
 "A computational model of two-phase, turbulent atmospheric boundary layer with blowing snow", Proceedings of I.S.S.W, Snowbird, Utha, USA.
- (45) *J. K. MARSHALL : 1971**
 "Drag measurements in roughness arrays of varying density and distribution", Agric. Meteorol., 8, 269-292.
- (46) H. MARTINEZ : 1996**
 "Contribution à la modélisation du transport éolien de particules : Mesures de profils de concentration en soufflerie diphasique", Thèse de l'Université Joseph Fourier, 204 p.
- (47) M. MASES : 1997**

"Analyse et modélisation de la répartition spatiale de la neige transportée par le vent sur des sites d'avalanches et sur des domaines skiables", Thèse de l'Université Joseph Fourier, 180 p.

(48) *I.K. Mc EWAN, B.B. WILLETS : 1991

"Numerical model of saltation cloud", Aeolian Grain Transport, Acta Mechanica 1, Springer Verlag, p. 53-66.

(49) *M. MELLOR, G. FELLERS : 1986

"Concentration and flux of wind-blown snow", CRREL, Special report 86-11, 15 p.

(50) M. A. MEUNIER : 1999

"Envol et transport de particules en couche limite turbulente instationnaire", Thèse de doctorat, Université de Valenciennes et du Hainaut Cambresis, 246p.

(51) J. L. MICHAUX, F. NAAIM-BOUVET, M. NAAIM : 2001

"Drifting-snow studies over an instrumented mountainous site: II. Measurements and numerical model at small scale", Annals of Glaciology 2001, p 175-181.

(52) J-L MICHAUX, F. NAAIM-BOUVET, NAAIM M., G. GUYOMARC'H : 2000

"The acoustic snowdrift sensor : Interests, calibration and results", Proceedings of International Snow Science Workshop, October 1st-6th, 2000, Big Sky, Montana, p. 390-395.

(53) J-L MICHAUX, F. NAAIM-BOUVET, NAAIM M. : 2000

"Transport de la neige par le vent sur un site de montagne : mesures et modélisation numérique à l'échelle d'un couloir", Houille blanche, n° 5, 2000, p. 63-69.

(54) J-L MICHAUX, F. NAAIM-BOUVET, NAAIM M., M. LEHNING, G. GUYOMARC'H : 2002

"Effect of unsteady wind on drifting snow : first investigations", 26th Assembly of European Geophysical Society, 2001, Nice : Natural Hazards and Earth System Sciences, 2.

(55) J-L MICHAUX, F. NAAIM-BOUVET, K. KOSUGI, A. SATO, T. SATO : 2002

"Etude en soufflerie climatique (Cryospheric Environment Simulator) de l'influence du type de grain de neige et du régime d'écoulement sur la formation d'une congère", soumis à publication dans la Houille Blanche.

(56) * S. MITHA, M.Q. TRAN, B.T. WERNER, P.K. HAFF : 1986

"The grain-bed impact process in aeolian saltation" Acta Mechanica, 63, p. 267-278.

(57) M. NAAIM : 1995

"Modèle numérique d'avalanches poudreuses". Théorie et application. Les apports de la recherche scientifique à la sécurité neige glace et avalanche, Chamonix, 30 mai-3 juin 1995, Cemagref Editions, Antony, 1995, p. 31-36.

(58) M. NAAIM, H. MARTINEZ : 1995

"Experimental and theoretical determination of concentration profiles and influence of particle characteristics in blowing snow", Surveys in Geophysics 16, p 695-710.

(59) M. NAAIM, F. NAAIM-BOUVET, H. MARTINEZ : 1998

"Numerical simulation of drifting snow : erosion and deposition models", Annals of Glaciology 1998, p 191-196.

(60) F. NAAIM-BOUVET, G. BRUGNOT : 1992

"Transport de la neige par le vent : connaissances de base et recommandations", Cemagref / Division nivologie ISBN 2-85362-312-2

(61) *F. NAAIM-BOUVET, M. NAAIM, H. MARTINEZ : 1996

"Profils de concentration de la neige soufflée : théorie, résolution et validation expérimentale in situ", La Houille Blanche n°5, p. 53-57.

(62) F. NAAIM-BOUVET : 1997

"Contribution à la modélisation physique et numérique du transport de neige par le vent", Ph.D thesis, University of Grenoble.

(63) F. NAAIM-BOUVET, M. NAAIM : 1998

"Snowdrift modelling in wind tunnel : vertical and horizontal variation of the snow flux", *Annals of Glaciology*, 26, p. 212-216.

(64) F. NAAIM-BOUVET, Y. DURAND, J-L MICHAUX, G. GUYOMARC'H, M. NAAIM, L. MERINDOL : 2000

"Numerical experiments of wind transport over a mountainous instrumented site at small, medium and large scales", *Proceedings of International Snow Science Workshop, October 1st-6th, 2000, Big Sky, Montana*, p. 302-308.

(65) F. NAAIM-BOUVET, M. PRAT, J. JACOB, J.A. CALGARO, J. RAOUL : 2000

"La neige, Recherche et réglementation", Cemagref édition, Presses de l'ENPC.

(66) F. NAAIM-BOUVET, M. NAAIM, J-L MICHAUX : 2001

"Snow fences on slope at high wind speed : Physical modelling in the CSTB cold wind tunnel", 26th Assembly of European Geophysical Society, 2001, Nice : soumis à publication dans *Natural Hazards and Earth System Sciences*.

(67) F. NAAIM-BOUVET, J-L MICHAUX, M. NAAIM : 2002

"Instabilités éoliennes de la neige : premières investigations dans la soufflerie climatique Jules Verne", soumis à publication dans la *Houille Blanche*.

(68) F. NAAIM-BOUVET, M. NAAIM : 2002

"Transport éolien de la neige, Processus physiques et modélisation", Cemagref édition.

(69) *A.R.M. NOWELL, M. CHURCH : 1979

"Turbulent flow in depth-limited boundary layer", *Journal of Geophysical Research*, 84, C8, p. 4816-4824.

(70) *OURA : 1968

"Studies on blowing snow I", *Physics of Snow and Ice, Sapporo Conference*.

(71) *OURA : 1968

"Studies on blowing snow II", *Physics of Snow and Ice, Sapporo Conference*.

(72) E. PAHAUT, C. SERGENT : 1991

"La neige, formation et évolution", Publication du Centre d'Etude de la Neige de Météo France.

(73) *J.W POMEROY : 1988

"Wind transport of Snow", Thèse de l'Université de Saskatchewan, Saskatoon, 226 p.

(74) *J.W POMEROY : 1989

"A process-based model of snowdrifting", *Annals of Glaciology*, 13, p. 237-240.

(75) J.W POMEROY, D.H MALE : 1992

"Steady state suspension of snow", *Journal of Hydrology*, 136, p. 275-301.

(76) J.W POMEROY, D.M GRAY : 1995

"Snowcover, Accumulation, Relocation and Management" National Hydrology Research Institute Science Report No. 7.

(77) *U. RADOK : 1968

"Deposition and erosion of snow by the wind" *Cold Regions Research and Technology, Research Report*, 250 p.

(78) *A.J. REYNOLDS : 1976

"The variation of turbulent Prandtl and Schmidt numbers in wakes and jets", *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 19, p. 757.

(79) G. ROLANDEZ : 2000

"Etude de faisabilité de détermination de la vitesse de chute de particules de neige". Rapport de stage, Cemagref/Ensta.

(80) *F. SARRET : 1993

"Modélisation des congères à l'extérieur et en soufflerie", rapport ENGEES/Cemagref.

(81) *R.A. SCHMIDT : 1980

"Threshold wind-speeds and elastic impact in snow transport", Journal of Glaciology, 26, n° 94, p. 453-467.

(82) *R.A SCHMIDT : 1982

"Vertical profiles of wind speed, snow concentration and humidity in blowing snow", Boundary Layer Meteorology, 23, p. 223-246.

(83) N. SIAUD : 1999

"Etude du capteur acoustique en soufflerie". Rapport de stage Cemagref.

(84) *O. SIMONIN : 1991

"Second-Moment Prediction of Dispersed Phase turbulence in Particle-Laden Flows", 8 th Symposium on Turbulent Shear Flow, Munich, p. 7-4-1 7-4-6.

(85) *R. TABLER : 1991

"Snow fence guide", National Research Council Strategic Highway Program, Washington.

(86) *M. TAKEUCHI : 1980

"Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport", Journal of Glaciology, 26, n° 94, p. 481-492.

(87) *Mc TIGUE : 1983

"Mixture theory of turbulent diffusion of heavy particles", R. Meyer Theory of ^dispersed multiphase flow, Academic Press, p. 227-250.

(88) J. VALEMBOIS : 1983

"Calcul direct de la vitesse de chute d'un grain sphérique dans un fluide", La Houille Blanche n°2, p. 127-129.

(89) L. VIDAL : 2001

"Étude physique et théorique du déclenchement d'avalanche", thèse de l'Université Joseph Fourier.

(90) B.T. WERNER, P.K. HAFF : 1986

"A simulation study of low energy ejecta resulting from single impacts in eolian saltation" Advances in Aerodynamics Fluid Mechanics and Hydraulics, American Society of Civil Engineers, New York.

* signifie que les résultats ou auteurs ont été cités dans la thèse à partir d'un autre article y faisant référence.

Annexes

Annexe 1

Base de données sur les épisodes de transport

Base de données sur les épisodes de transport

I. Episodes de transport sans chute de neige

I.1. Episodes de transport sans chute de neige par vent fort

N° de l'épisode	1	2	3	4	5	6	7	8
Date de début de l'épisode	28/12/98 5:00	16/1/99 8 :00	18/3/99 3:00	9/3/00 23:00	15/3/00 16:00	17/3/00 10:00	23/3/00 23:00	2/4/00 3:00
Date de fin de l'épisode	28/12/98 18:00	18/1/99 10:00	20/3/99 22:00	10/3/00 10:00	17/3/00 0:00	18/3/00 10:00	24/3/00 4:00	4/4/00 17:00
Durée (heures)	14	51	68	12	33	25	6	63
% réel de transport	100	100	91	100	79	80	100	92
Chute de neige pendant l'épisode	non	non	non	non	non	non	non	non
Chute de neige avant l'épisode	non	2 jours avant	4 jours avant	non	non	non	non	non
Chute de neige entre les deux relevés de perches	avant épisode	avant épisode	après épisode	avant épisode	non	non	après épisode	avant épisode
Signal moyen sur le capteur acoustique (mV)	254	558	499	304	530	581	169	354
Coefficient de rafale de transport	6.7	3.8	3.6	4.1	4.0	4.3	4.3	6.4
Ecart type sur le transport moyen	158	139	143	126	149	113	67	150
Vent moyen (m.s-1)	11.8	11.9	12.3	11.8	13.7	14.4	11.9	11.5
Coefficient de rafale de vent	1.5	1.5	1.4	1.3	1.4	1.4	1.4	1.7
Direction du vent	S	S	N	N	N	N	S	S
Précipitations (équivalent eau (mm))	0	0	0	0	0	0	0	0
Température (°C)-	-0.3	-3.3	-6.2	-1.5	-4.2	-1.4	-3.6	-4.3
Relevé de hauteur de neige avant l'épisode	23/12/98	12/01/99	16/03/99	22/02/00	10/03/00	10/03/00	22/03/00	27/03/00
Relevé de hauteur de neige après l'épisode	29/12/98	18/01/99	24/03/99	10/03/00	22/03/00	22/03/00	27/03/00	19/04/00
Relevé de hauteur de neige pendant l'épisode	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau A1 : transport sans chute de neige par vent fort (>10 m.s-1).

I.2. Episodes de transport sans chute de neige par vent modéré (4 à 10 m.s-1)

Numéro de l'épisode	9	10	11	12	13	14	15	16	17 ?
Date de début de l'épisode	25/12/98 23:00	31/12/98 0:00	07/01/99 23:00	09/01/99 3:00	14/02/99 5:00	01/03/99 19 :00	10/03/99 4:00	12/03/99 8:00	02/04/99 23:00
Date de fin de l'épisode	26/12/98 9:00	01/01/99 7:00	08/01/99 15:00	09/01/99 8:00	15/02/99 11:00	02/03/99 2:00	10/03/99 17:00	13/03/99 6:00	03/04/99 4:00
Durée (heures)	11	32	16	6	31	8	14	23	6
% réel de transport	55	94	63	83	87	100	93	65	100
Chute de neige pendant l'épisode	non	non	non	non	non	non	non	non	?
Chute de neige juste avant l'épisode	oui	non	non	oui	non	non	2 jours avant	non	oui
Chute de neige entre les deux relevés de perches	avant épisode	après épisode	après épisode	avant et après épisode	après épisode	non	après épisode	après épisode	avant et après épisode
Signal moyen sur le capteur acoustique (mV)	86	138	79	85	164	101	239	154	118
Coefficient de rafale de transport	5.4	20.7	6.4	5.4	4.4	3.1	3.9	6.8	4.3
Ecart type sur le transport moyen	17	14	14	13	94	8	54	34	30
Vent moyen (m.s-1)	7.6	6.9	6.2	6.1	9.8	8.2	9.9	8.8	9.3
Coefficient de rafale de vent	1.5	2.9	1.9	1.9	1.5	1.4	1.6	1.7	1.4
Direction du vent	N	S	N	N	N	N	S	S	N
Précipitations (équivalent eau (mm))	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Température (°C)	-3.5	-5.3	-2.9	-11.1	-10.2	-2.3	-1.4	-1.0	-4.1
Relevé de hauteur de neige avant l'épisode	23/12/98	29/12/98	07/01/99	07/01/99	12/02/99	25/02/99	08/03/99	10/03/99	01/04/99
Relevé de hauteur de neige après l'épisode	29/12/98	07/01/99	12/01/99	12/01/99	15/02/99	02/03/99	16/03/99	16/03/99	09/04/99
Relevé de hauteur de neige pendant l'épisode	-	-	-	-	-	-	10/03/99	-	-

Tableau A2 : transport sans chute de neige par vent modéré (<10 m.s-1) (partie I).

Numéro de l'épisode	18 ?	19	20	21	22	23	24	25	26
Date de début de l'épisode	03/04/99 17:00	29/12/99 20:00	01/01/00 5:00	12/02/00 12:00	15/02/00 0:00	25/02/00 19:00	08/03/00 8:00	14/03/00 21:00	09/04/00 12:00
Date de fin de l'épisode	04/04/99 3:00	30/12/99 6:00	02/01/99 7:00	13/02/99 21:00	15/02/00 9:00	26/02/00 0:00	09/03/00 9:00	15/03/00 7:00	09/04/00 20:00
Durée (heures)	11	11	27	34	10	6	26	11	9
% réel de transport	73	100	67	65	100	100	100	100	100
Chute de neige pendant l'épisode	?	non	non	non	non	non	non	non	non
Chute de neige juste avant l'épisode	oui	oui	non	1 jours avant	oui	non	non	non	non
Chute de neige entre les deux relevés de perches	avant et après épisode	avant épisode	après épisode	avant et après épisode	avant et après épisode	avant et après épisode	avant épisode	non	avant épisode
Signal moyen sur le capteur acoustique (mV)	218	90	133	99	179	67	223	227	197
Coefficient de rafale de transport	4.3	3.3	6.1	7.8	5.2	8.7	3.9	4.0	5.3
Ecart type sur le transport moyen	56	25	51	30	34	18	58	110	100
Vent moyen (m.s-1)	8.8	7.3	6.8	9.0	8.3	6.0	9.5	8.7	8.6
Coefficient de rafale de vent	1.6	-	-	1.3	1.4	1.7	1.3	1.4	1.7
Direction du vent	N	-	N	N	N			N	E
Précipitations (équivalent eau (mm))	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Température (°C)	-1.0	-16.2	-5.0	-7.2	-3.8	-3.2	-0.4	-5.3	-5.2
Relevé de hauteur de neige avant l'épisode	01/04/99	21/12/99	30/12/99	09/02/00	14/02/00	22/02/00	22/02/00	10/03/00	27/03/00
Relevé de hauteur de neige après l'épisode	09/04/99	30/12/99	04/01/00	14/02/00	22/02/00	10/03/00	10/03/00	22/03/00	19/04/00
Relevé de hauteur de neige pendant l'épisode	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau A3 : transport sans chute de neige par vent modéré (<10 m.s-1) (partie II).

II. Episodes de transport avec chute de neige

II.1. Episodes de transport avec chute de neige par vent fort

Numéro de l'épisode	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Date de début de l'épisode	26/01/99 15:00	03/02/99 7:00	03/03/99 11:00	17/01/00 8:00	20/01/00 21:00	02/02/00 7:00	07/02/00 14:00	12/04/00 23:00	16/04/00 1:00
Date de fin de l'épisode	31/01/99 16:00	12/02/99 15:00	04/03/99 7:00	19/01/00 20:00	22/01/00 0:00	04/02/00 1:00	10/02/00 10:00	15/04/00 9:00	17/04/00 1:00
Durée (heures)	122	225	21	61	28	43	69	59	25
% réel de transport	80	89	100	92	100	93	91	69	100
Chute de neige pendant l'épisode	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui
Chute de neige juste avant l'épisode	oui	non	oui	oui	non	oui	oui	oui	oui
Chute de neige entre les deux relevés de perches	pendant épisode	pendant épisode	avant, pendant, et après épisode	avant et pendant épisode	avant et pendant épisode	avant, pendant et après épisode	avant, pendant et après épisode	avant et pendant épisode	avant et pendant épisode
Signal moyen sur le capteur acoustique (mV)	576	436	389	1705	456	377	450	263	587
Coefficient de rafale de transport	3.6	3.7	4.6	2.7	5.1	3.7	3.7	3.8	3.3
Ecart type sur le transport moyen	87.3	32.5	68	528	299	114	88	113	235
Vent moyen (m.s-1)	11.7	10.7	12.3	16.6	13.1	11.7	10.8	10.2	14.1
Coefficient de rafale de vent	1.7	1.6	1.75	1.4	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4
Direction du vent	S puis N	N puis S puis N	S	N	N	S puis N	N	S	S
Précipitations (équivalent eau (mm))	17.8	31.6	0.4	1.0	0.1	2.6	8.1	1.0	0.3
Température (°C)	-12.1	-11.5	-5.0	-2.1	-6.3	-4.5	-6.2	-4.3	-3.0
Relevé de hauteur de neige avant l'épisode	26/01/99	02/02/99	02/03/99	12/01/00	12/01/00	31/01/00	04/02/00	27/03/00	27/03/00
Relevé de hauteur de neige après l'épisode	01/02/99	12/02/99	08/03/99	21/01/00	25/01/00	04/02/00	14/02/00	19/04/00	19/04/00
Relevé de hauteur de neige pendant l'épisode	-	-	-	-	21/01/00	-	09/02/00	-	-

Tableau A4 : transport avec chute de neige par vent fort (>10 m.s-1).

II.2. Episodes de transport avec chute de neige par vent modéré

Numéro de l'épisode	36	37	38	39	40	41	42	43	44
Date de début de l'épisode	02/01/99	10/01/99	13/01/99	16/02/99	08/03/99	21/03/99	24/03/99	18/12/99	25/12/99
Date de fin de l'épisode	04/01/99	11/01/99	15/01/99	25/02/99	09/03/99	24/03/99	26/03/99	21/12/99	29/12/99
Durée (heures)	51	31	53	210	30	51	57	83	108
% réel de transport	86	97	92	86	97	88	91	93	95
Chute de neige pendant l'épisode	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui
Chute de neige juste avant l'épisode	oui	2 jours avant	oui	oui	2 jours avant	oui	2 jours avant	oui	oui
Chute de neige entre les deux relevés de perches	pendant épisode	avant et pendant épisode	avant et pendant épisode	avant et pendant épisode	pendant épisode	pendant épisode	pendant et après	avant et pendant épisode	avant et pendant épisode
Signal moyen sur le capteur acoustique(mV)	236	373	192	260	172	204	251	702	694
Coefficient de rafale de transport	4.7	6.0	4.5	4.3	3.0	2.9	6.1	2.9	4.8
Ecart type sur le transport moyen	42	115	27	65	17	25	48	86	117
Vent moyen (m.s-1)	7.3	8.6	8.7	9.9	8.4	8.2	8.6	9.9	7.3
Coefficient de rafale de vent	1.8	2.1	1.7	1.7	1.5	1.5	2.1	1.4	2.1
Direction du vent	S puis N	S puis E	N	N	S	N	S	N	S puis N puis S puis N
Précipitations (équivalent eau (mm))	4.0	2.0	1.6	24.2	0.6	3.0	3.6	81.8	38.0
Température (°C)-1.5	-4.5	-7.7	-8.1	-8.5	-5.6	-8.2	-2.9	-6.9	-8.3
Relevé de hauteur de neige avant l'épisode	29/12/99	07/01/99	12/01/99	15/02/99	08/03/99	16/03/99	24/03/99	17/12/99	21/12/99
Relevé de hauteur de neige après l'épisode	07/01/99	12/01/99	18/01/99	25/02/99	10/03/99	24/03/99	30/03/99	21/12/99	30/12/99
Relevé de hauteur de neige pendant l'épisode	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau A5 : transport avec chute de neige par vent modéré (<10 m.s-1) (Partie I).

Numéro de l'épisode	45	46	47	48	49	50	51	52	53
Date de début de l'épisode	04/01/00 22:00	14/01/00 15:00	22/01/00 16:00	28/01/00 23:00	16/02/00 3:00	24/02/00 4:00	29/02/00 12:00	04/03/00 4:00	11/04/00 21:00
Date de fin de l'épisode	05/01/00 7:00	15/01/00 4:00	23/01/00 22:00	31/01/00 1:00	20/02/00 16:00	24/02/00 13:00	03/03/00 0:00	05/03/00 9:00	12/04/00 10:00
Durée (heures)	10	14	31	51	110	10	61	30	14
% réel de transport	80	100	100	90	95	90	95	73	100
Chute de neige pendant l'épisode	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui
Chute de neige juste avant l'épisode	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui
Chute de neige entre les deux relevés de perches	avant, pendant et après épisode	avant, pendant et après épisode	avant, et pendant épisode	avant, et pendant épisode	avant, et pendant épisode	avant, pendant et après épisode	avant, pendant et après épisode	avant, et pendant épisode	avant, et pendant épisode
Signal moyen sur le capteur acoustique(mV)	84	138	193	243	322	171	423	201	324
Coefficient de rafale de transport	5.5	18.2	3.8	4.9	4.0	4.3	3.2	3.3	4.7
Ecart type sur le transport moyen	57	62	45	65	92	95	223	92	155
Vent moyen (m.s-1)	7.8	5.8	8.6	9.6	4.2	8.1	8.9	8.0	8.9
Coefficient de rafale de vent	1.4	2.3	1.4	1.5	2.5	1.4	1.6	1.4	1.6
Direction du vent	N	SE	N puis E puis N	N	N	N	S puis N	N	S
Précipitations (équivalent eau (mm))	0.1	0.3	0.1	1.4	15.2	0.1	5.2	0.9	0.4
Température (°C)	-3.4	-7.4	-14.5	-3.8	-11.2	-5.3	-9.2	-9.0	-7.1
Relevé de hauteur de neige avant l'épisode	04/01/00	12/01/00	21/01/00	25/01/00	14/02/00	22/02/00	22/02/00	22/02/00	27/03/00
Relevé de hauteur de neige après l'épisode	12/01/00	21/01/00	25/01/00	31/01/00	22/02/00	10/03/00	10/03/00	10/03/00	19/04/00
Relevé de hauteur de neige pendant l'épisode	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau A6 : transport avec chute de neige par vent modéré (<10 m.s-1) (Partie II).

Annexe 2

Liste des publications

Publications

Auteur principal :

- Michaux J-L, Naaïm-Bouvet F., Naaïm M., Guyomarc'h G. The acoustic snowdrift sensor : Interests, calibration and results. Proceedings of International Snow Science Workshop, October 1st-6th, 2000, Big Sky, Montana, p. 390-395.
- Michaux J.L., Naaïm Bouvet F., Naaïm M. Transport de la neige par le vent sur un site de montagne : mesures et modélisation numérique à l'échelle d'un couloir. La Houille Blanche, n° 5, 2000, p. 63-69.
- Michaux J.L., Naaïm-Bouvet F., Naaïm M. Drifting-snow studies over an instrumented mountainous site : II. Measurements and numerical model at small scale. Annals of Glaciology 32, 2001, p. 175-181.
- Michaux J-L., Naaïm-Bouvet F., Naaïm M., Lehning M., Guyomarc'h G. Effect of unsteady wind on drifting snow : first investigations. Natural Hazards and Earth System Sciences 2002-2, p. 129-136.
- Michaux J.L., Naaïm-Bouvet F., Kosugi K., Sato A., Sato T., Etude en soufflerie climatique (Cryospheric Environment Simulator) de l'influence du type de grain de neige et du régime d'écoulement sur la formation d'une congère. La Houille Blanche n°6/7-2002.

Co-auteur :

- Naaïm-Bouvet F., Durand Y., Michaux J.L., Guyomarc'h G., Naaïm M., Mérindol L. Numerical experiments of wind transport over a mountainous instrumented site at small, medium and large scales. Proceedings of International Snow Science Workshop, October 1st-6th, 2000, Big Sky, Montana, p. 302-308.
- Naaïm-Bouvet F., Naaïm M., Michaux J-L., Snow fences on slope at high wind speed : Physical modelling in the CSTB cold wind tunnel. Natural Hazards and Earth System Sciences 2002 3-4 p. 137-145..
- Lehning M., Naaïm-Bouvet F., Naaïm M., Brabec B., Doorschot J., Durand Y., Guyomarc'h G., Michaux J-L., Zimmerli M., Snow drift : Acoustic sensors for avalanche warning and research. Natural Hazards and Earth System Sciences 2002-2, p. 121-128.
- Naaïm-Bouvet F., Naaïm M., Michaux J.L., Fine scale snowdrift process : Major outcomes from Col du Lac Blanc and related experiments in wind-tunnel. Seminar on Snow and Avalanche Test sites, 2001. Cemagref édition, en cours de publication.

Annexe 3

Snow fences on slope at high wind speed : Physical modelling in the CSTB cold wind tunnel

SNOW FENCES ON SLOPES AT HIGH WIND SPEED: PHYSICAL MODELLING IN THE CSTB COLD WIND TUNNEL

Florence Naaim-Bouvet, M. Naaim, J-L Michaux

Cemagref

Torrent and Avalanche Research Unit

2 rue de la Papeterie

BP 76

38402 Saint-Martin-d'Hères

FRANCE

florence.naaim@cemagref.fr

Abstract:

In order to determine the effect of steep slopes on snowdrift generated by snow fences, we have conducted physical modelling experiments in the CSTB cold wind tunnel as part of the European project "Access to Large Facilities". After an overview of previous studies and an accurate description of the drifting snow process inside the experimental chamber, we present the main results obtained.

- On flat areas, even for high wind speed, the acknowledged results for moderate wind are still valid: the porous snow fence (50%) is the most efficacious and the bottom gap increases the efficacy of the dense snow fence.
- The steeper the slope is, the less effective all tested snow fences are. Their effectiveness decreases considerably: the snow catch is approximately divided by two for a slope of 10° .
- Contrary to flat areas, on steep slopes, the "efficacy" is greater for a dense snow fence.

Notation

A is a planform drift area (m^2), L is the reference length (m), H is the reference height (m), λ is the length of the ablation zone (m), C_D is the drag coefficient, D_p is the particle diameter (m), g is the gravitational acceleration (ms^{-2}), ρ is the air density (kgm^{-3}), σ is the particle density (kgm^{-3}), γ is the bulk density of the deposited snow (kgm^{-3}), t is time (s), \bar{v}_i is the mean velocity component in the O_i direction (ms^{-1}), U is the reference speed (m), U_0 is the threshold speed at a reference height (ms^{-1}), U_F is the particle settling velocity (ms^{-1}), u_* is the shear velocity (ms^{-1}), u_{*th} is the erosion threshold shear velocity (ms^{-1}), p is pressure (Nm^{-2}), τ_{ij}^t are the components of the turbulent stress sensor (Nm^{-2}), and τ_{ij}^l are the components of the laminar stress sensor (Nm^{-2}).

1. Introduction and objectives of the studies

Fences are usually used for prevention of snowdrifts on roads. Many data are available, including wind-tunnel and outdoor experiments. They dealt with the shape of the snow drift generated by different snow fences on flat terrain for moderate wind speeds (6-10 m/s): the optimum design has now been determined. But snow fences could also be used to prevent cornice formation upwind of the avalanche-prone path. In this last case, snow fences are erected in high mountain areas on upwind slopes near the crest, which is generally submitted to high wind speed. Research dealing with snow fences on slopes is scarce because of various experimental problems: the size of the wind tunnel and the need to use real snow. The large Jules Verne cold wind tunnel at CSTB has solved these problems. We therefore used this wind tunnel to simulate snowdrifts generated by different types of snow fences on various slopes.

After an overview of the previous studies related to snow fences on slopes and to similitude requirements, the experimental set-up, measurement devices and experiments will be presented. The first part of the experiments was specifically dedicated to the study of drifting snow inside the experimental chamber of the CSTB cold wind tunnel. The second part of the experiments was done to compare the different snow fence models under the same wind, rate of snow supply, storm duration, temperature and humidity conditions on different slopes.

2. Previous studies

2.1 Snow fences on slopes

Research dealing with the interaction between snow fences on slopes is scarce and often incomplete. According to Tabler (1991), snowdrift is very sensitive to the slope: a windward slope leads to a decrease in storage capacity whereas a leeward slope leads to an increase. But no large measurement studies support this analysis. Nevertheless, the physical experiments in water flumes done by Issaenko have strengthened these observations. In this last case, the wind alone was studied: the author focused on the modification of the wake generated by a solid fence set up on a windward slope ranging from 0° to 45°. The length of the wake was approximately 10H, 9H, 6H, 4H, 2.5H for a slope of 0°, 10°, 20°, 30° and 45°, respectively, with H as the height of the snow fence. We also found these orders of magnitude in an abacus purchased by Issaenko (Naaim-Bouvet and Brugnot, 1992) and when dealing with the optimum spacing between dense hedges: 10H, 3.3H, 2.5H for a slope of 10°, 11.5° and 17°, respectively. Sarret (1993) has reported on scale-model experiments performed in Quebec dealing with snow fences on slopes, using natural snow and wind as the modelling material and the driving force. Unfortunately, he only tested one configuration without knowing the reference wind speed.

2.2 Physical modelling: similitude requirements

Physical modeling allows the study of snowstorms in small-scale laboratory models. However, the validity of full-scale prediction (drift patterns and storm duration) from small-scale experiments by using similarity criteria poses a problem: the large number of modeling parameters cannot be satisfied. Many experiments have been carried out by several scientists. But difficulties lie in the disagreement between authors over the most important and appropriate sets of modeling requirements. By way of introduction, the different points of view in this matter will be examined. If the use of the following requirements – reducing geometrical dimensions to the same scale, obtaining turbulent model flow and matching the angle of repose between model and prototype materials – are approved unanimously, important divergences concerning wind speed and storm duration criteria appear within the scientific community.

2.2.1 Wind speed criteria

Whereas some authors (Iversen (1980, 1984), Kind (1986), Tabler (1980)) recommend the use of the Froude number U^2/Hg , the densimetric Froude number $(\rho U^2)/(\sigma g H)$ or the modified densimetric Froude number $(\rho U^2(1-U_0/U))/(\sigma g H)$, Anno (1984) proposes using u^*/u^*_{th} . The Froude number derives from the particle trajectory equation of motion. In this case, it is closely linked to $(C_D \rho H)/(\sigma D_p)$: if both parameters are satisfied, it is not possible to significantly reduce the scale of the prototype using air as the model fluid. According to our own wind tunnel results (Naaim-Bouvet, 1995), the Froude number by itself is not a relevant parameter and the wind speed ratio u^*/u^*_{th} is more appropriate. Moreover, if the two requirements U^2/Hg and $(C_D \rho H)/(\sigma D_p)$ are satisfied, the wind speed ratio u^*/u^*_{th} is automatically matched between model and prototype (Naaim-Bouvet, 1997).

2.2.2 Storm duration criteria

The most common parameter is $(\rho U t)/(\sigma H)$ or $(\rho U t)/(\gamma H)$ (Kind (1986), Tabler (1980)). But particles or wind speeds differ from erosion or deposition speeds. In fact, $(\rho U t)/(\sigma H)$ has physical foundations only if the previous requirements are satisfied simultaneously (Naaim-Bouvet, 1997): U^2/Hg , $(C_D \rho H)/(\sigma D_p)$ (derived from the particle trajectory equation of motion) and the dimensionless drift rate $\rho/\sigma [1-U_0/U][U^2/(gH)][(U t)/H]$ (derived from the mass rate of motion of saltating particles). As we said previously, reduction of the scale is small in this case. The dimensionless drift rate was introduced by Iversen (1980). This approach appeared to be truly innovative. After a first proposal $[(u^* t)/L][(\rho u^*_*)/(\sigma g H)][1-u^*_{th}/u^*]$, he suggested a more general form in which he used an analytic expression of \mathfrak{S} according to wind tunnel simulations:

$$\frac{A}{L^2} = \left(\frac{u^* t}{L}\right) \frac{\rho u^*_*}{\sigma g H} \left(1 - \frac{u^*_{th}}{u^*}\right) \mathfrak{S} \left(\frac{u(H)L}{v}, \frac{h}{H}, \frac{l}{L}, \frac{z_0}{H}, \frac{z_0'}{H}, \frac{\rho}{\sigma}, \frac{U_F}{u^*_{th}}, \frac{u^*_*}{gH}\right) \quad (1)$$

In fact, in order to take into account the influence of the length λ of the erosion area inside the wind tunnel, it is necessary to introduce it in function of \mathfrak{S} (Naaim-Bouvet and Naaim, 1997).

3. Accurate description of the drifting snow process in the CSTB cold wind tunnel

3.1. Cold wind tunnel

The Jules Verne climatic wind tunnel was built in order to conduct full-scale experiments. It has two independent circuits (see Figure 1): the first is a dynamic circuit and the second one, called the thermal circuit, is able to create hot or cold climates (from -25°C to $+50^{\circ}\text{C}$) with snow, sun, rain, freezing rain or frost. The temperature, the relative humidity (from 30% to 95%) and the wind speed are controlled. In this circuit, the test section has the following dimensions: length, 27 m, height, 8 m and width, 10 m. Snow is produced by snow guns that project compressed air and water in the ambient air of the wind tunnel in order to obtain ice droplets. The experimental devices of the climatic wind tunnel are able to create snow mantles of about 100 mm/h on a 200 m² area. The quality of the snow produced is adjustable by controlling the air and water flows in the snow gun.

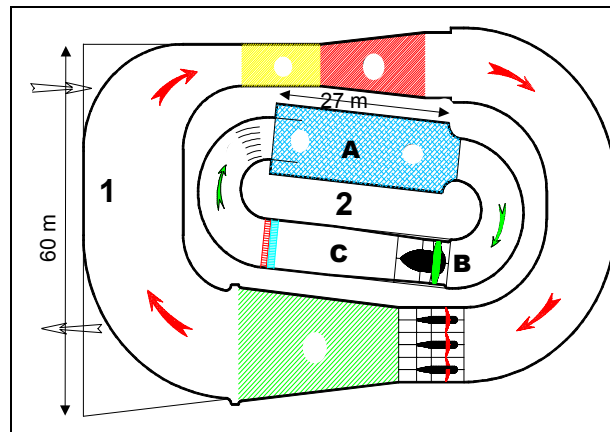


Figure 1: *Jules Verne climatic wind tunnel: 1, Dynamic circuit; 2, Thermal circuit with experimental chamber (A 90-140 km/h, -25°C to $+50^{\circ}\text{C}$), fan (B 1000 kW) and cold and warm heat exchangers (C)*

3.2 Study of drifting snow in the experimental chamber: problems encountered

The first part of the experiments was specifically dedicated to the study of drifting snow inside the experimental chamber, which has never been done before. The testing section was equipped with six poles with different types of sensors: a wind anemometer (poles no. 1, no. 5, no. 6), acoustic drifting snow sensors and drifting snow mechanical trap profiles (poles no. 1–6), thermometer (pole n°4).

The acoustic snowdrift sensor is a miniature microphone located at the base of a 2-m-high aluminium pole. During snowdrift, the pole is exposed to the snow-particle flux and part of the flux impacts on the pole. The sound produced by these impacts is recorded as an electrical signal on the data logger.

Mechanical snow traps called butterfly nets determine mass flux. These have a rectangular metal frame (15 cm × 2 cm) with an attached nylon bag. The traps, facing the prevailing wind direction, are fixed at different altitudes on a pole, next to the acoustic sensor. After the drifting snow event, contents of traps are weighed. The collection efficiency of such mechanical traps depends on the wind speed and can be below 100%. Lacking further information, no correction is applied.

Additional measurements are made before and after the drifting snow event: snow temperature, density and shear stress.

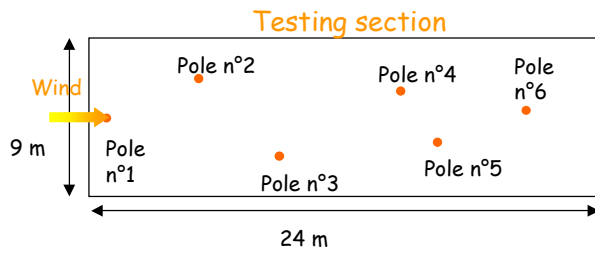


Figure 2: Experimental set-up in the testing section

3.2.1 Heavy recirculation of drifting snow

We studied two possible scenarios: wind blown while the snow guns were in operation, which represents drifting snow with snowfall, and wind blown after the snow guns had stopped, simulating drifting snow without snowfall.

Figures 3–5 show the relation between the measured snow mass flux and the height for the different pole positions in the cold wind tunnel. Mellor and Fellers (1986) have established empirical formulae linking snow mass flux and height from experimental data processing carried out in Antarctica. These empirical curves are drawn on the same graphs. The relations they obtained fit quite well with data observed at our alpine experimental site (Michaux et. Al. (2001)) and the data presented in Figure 6 fit quite well with the value reported in Mellor and Fellers, even though they did not distinguish the effect of snowfall in their data processing. The analysis of these four graphs shows that:

- the simulation of a drifting snow event with simultaneous snowfall is unrealistic in the CSTB wind tunnel (see Figures 5 and 6),
- the simulation of a drifting snow event without simultaneous snowfall seems to be quite good. The orders of magnitude are respected for the two tested speeds (7.2 m/s and 13.2 m/s) in the lower part of the curve. This means the saltation is correctly simulated and the fetch is sufficiently long to obtain saturation. Nevertheless, it was observed that the mass flux in the diffusion layer (the higher part of the curve) is more substantial in the case of wind tunnel simulation. In fact, the cold wind tunnel is a return flow with a closed circuit type and the lack of filter leads to the permanent presence of a small-particle cloud during all the trials: the higher the speed, the greater the cloud (see Figures 3 and 4).

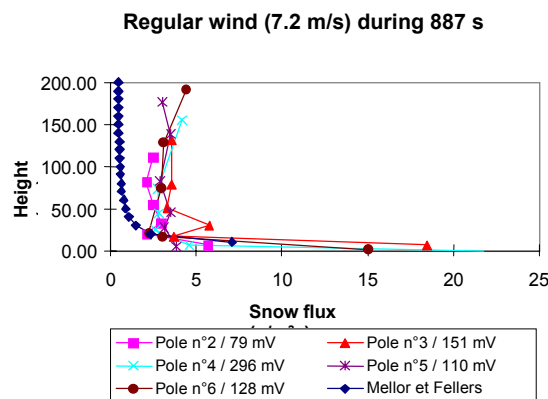


Figure 3: Mean snow flux as a function of height for wind speed of 7.2 m/s (values in mV correspond to data recorded by the acoustic sensor) in wind tunnel

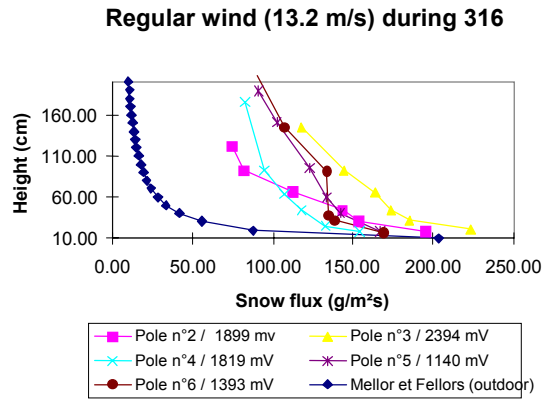


Figure 4: Mean snow flux as a function of height for wind speed of 13.2 m/s (value in mV corresponds to data recorded by the acoustic sensor) in wind tunnel

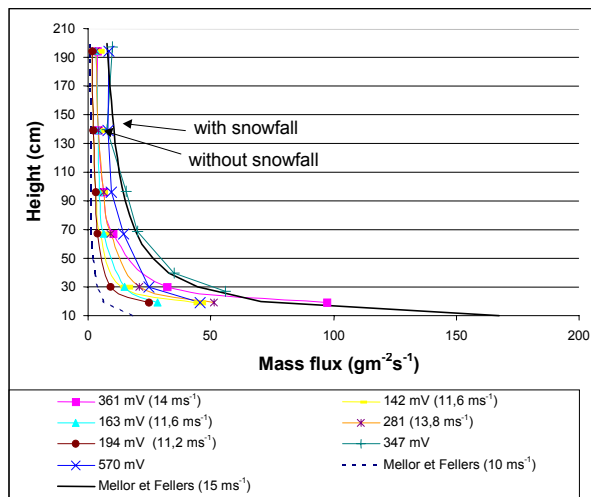


Figure 6: Mean snow flux as a function of height for different natural drifting snow events at Lac Blanc Pass

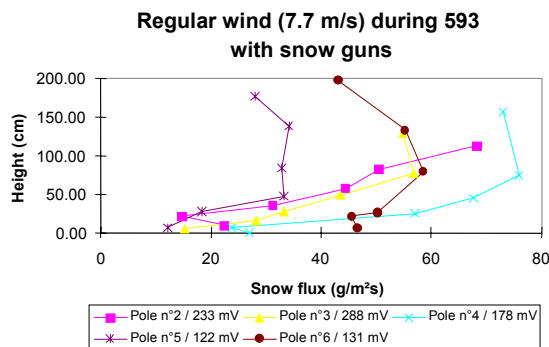


Figure 5: Mean snow flux as a function of height for wind speed of 7.7 m/s while snow guns are in operation (values in mV correspond to data recorded by the acoustic sensor) in wind tunnel

Previous figures deal with the mean snow flux. However, if we carefully study the instantaneous snow flux with the acoustic drifting snow sensors, we can also observe that the recirculation zone acts upon the time to obtain saturation.

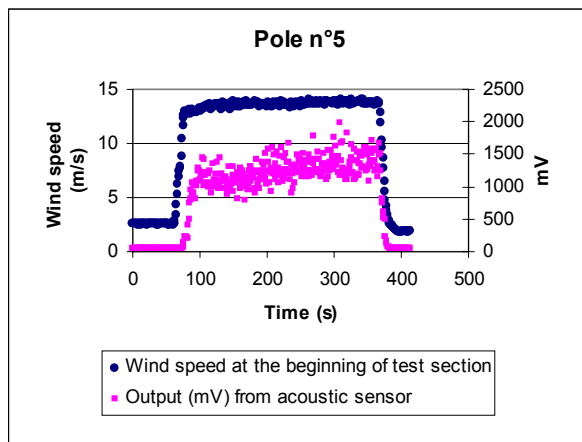


Figure 7: No snow in the recirculation zone: the time to obtain steady-state blowing snow is long

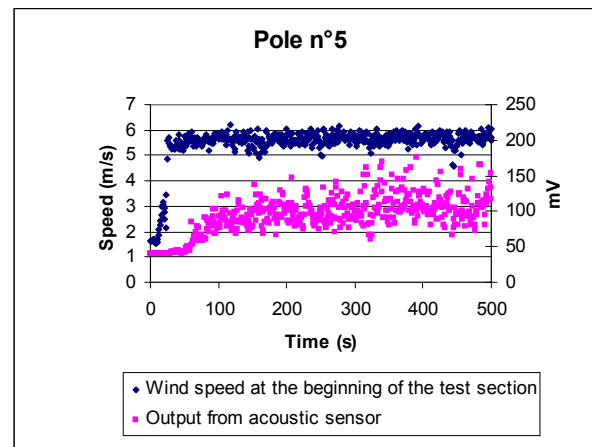


Figure 8: Snow in the recirculation zone: the time to obtain steady-state blowing snow is shorter

According to Anderson and Haff (1991), who used a numerical model of saltation based on the splash function, the steady-state mass flux for sand is reached after 1–2 seconds, corresponding to an erosion area stretching for about 10 m. But for snow, Kobayashi (1972) showed from experimental data that the fetch necessary to obtain saturation ranged from 30 to 60 m. Takeuchi (1980) estimated that the snowdrift flux reached saturation about 350 m downwind of the starting point. In fact, the difference between sand and natural snow comes from the presence of cohesive bonds that increase the distance necessary to obtain steady-state blowing snow (Naaim-Bouvet and Naaim, 1998). Even if the dimensions of the cold wind tunnel are substantial (more than 20 m for the erosion zone), it is probably not enough to obtain saturation after only one air passageway through the test section. As there was no filter in the recirculation zone (C on Figure 1), the air flow was progressively loaded with snow particles after several revolutions inside the wind tunnel. At the beginning of the day, there was no snow in the recirculation zone (Figure 7) because the wind tunnel was cleaned at the end of each day. But at the end of the day, there was a lot of snow in the recirculation zone, so that the length of ablation zone was artificially increased and the time to obtain the steady state was shortened.

3.2.2 Dissymmetry of blowing snow

From a theoretical point of view, snow flux must be an increasing function of the length of the erosion zone (meaning the distance from the snow gun). This theoretical approach is not validated by the measured snow flux profiles drawn on Figures 3 and 4. In fact, the poles did not stand in a straight line along the experimental chamber (see Figure 2) so that one pole would not be in another pole's wake. This is why the interpretation of the curves is distorted. Actually, the right side (in the stream direction) of the experimental chamber seemed to be submitted to more drifting snow (see poles no. 3 and 5 in Figures 3 and 4), leading to a dissymmetry in the testing section.

3.2.3 Variation of threshold erosion velocity as a function of distance from the snow guns

The size of snow particles, which are quite spherical, varied from 250 to 400 μm and decreased all along the test chamber due to the trajectories of water droplets. Moreover, the snow temperature decreased according to the distance from the snow gun (Guyomarc'h and Pugliese, 2001). The magnitude of variation reached a high of 6°C for a distance of 8 m. From a theoretical point of view, the combination of these factors must lead to a decreasing threshold erosion velocity depending on the distance from the snow gun. The experimental measurements (see Figure 7) validate this hypothesis but we can note that the threshold difference between the beginning and the end of the experimental chamber was only a maximum of 1 m/s.

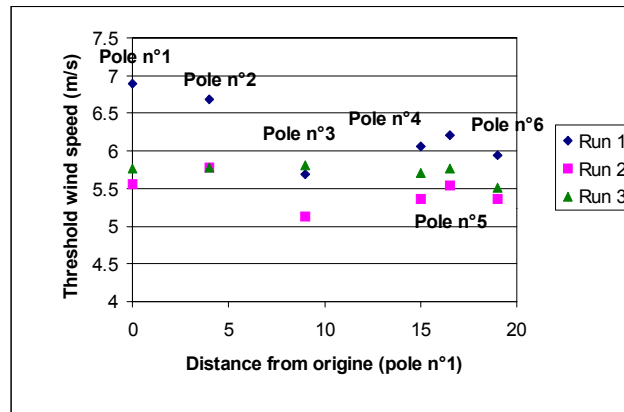


Figure 6: *Threshold erosion velocity as a function of the distance from the snow gun*

3.2.4 Variation of threshold velocity as function of time

Binocular observations (Boisseau-Kouznetzoff and Palier, 2001) of snow produced by snow guns show that it is formed of quite spherical particles, whose diameter was analysed by a phase Doppler particle analyzer, and varies from 150 to 450 μm. Artificial snow seems to be equivalent to a natural snow which has been drifted by wind. In this case, the particles are typically small ice grains; if snow transport was deposited from wind transport, cohesive bonds between particles must be broken to start movement again.

A laboratory experiment summarized by Hobbs (1974) related the bond growth of sintering ice spheres to time t and temperature T , according to the relation:

$$\left(\frac{x}{R}\right)^5 = \frac{B(T)t}{R^3} \tag{2}$$

where x is the bond radius, R is the ice particle radius, and $B(T)$ is a function of temperature.

So, when particle movement starts again, bond strength has increased so that interparticle bonds cannot be broken by wind forces that initiated previous transport; higher threshold speeds or other forces are required.

Measured cohesion decreases exponentially with decreasing temperature and increases with humidity (Schmidt, 1980).

All these results mean that after snow guns stop operating and before the beginning of runs, the threshold velocity must vary as a function of time. This hypothesis has been confirmed by the following experiments, whose results are depicted in Figure 7.

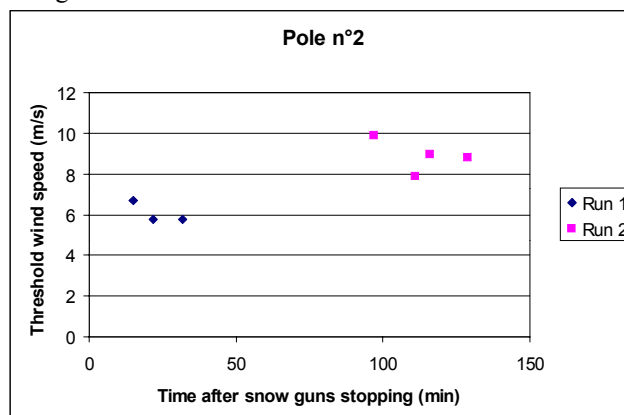


Figure 7: *Threshold erosion velocity as a function of time*

Two identical experiments were done: we operated the three snow guns with a low wind speed (between 2 and 3 m/s) at -15°C for approximately 20 min in order to obtain a quite consequential and uniform snow depth. After a waiting period of 12 minutes for the first set of data (run 1) and 97 minutes for the second set of data (run 2), we determined the threshold velocity at pole no. 2. After a first increase in wind speed above the threshold speed, the speed was decreased below the threshold speed so that it would be possible to determine the threshold velocity again, and so on. First, we noted that the greater the waiting time, the greater the threshold velocity,

which is in accordance with the theory. Secondly, for each experiment, the first recorded threshold velocity after the waiting period was greater than the others: cohesive bonds between particles had been broken to start movement during the first drifting snow event and there was not enough time before the following event to allow new bonds to form.

4 Experimental set-up for snow fence studies

These experiments were done to test the influence of windward slope on snowdrift shape generated by different models of snow fences under the same wind, rate of snow supply, duration of storm, temperature and humidity conditions. A better understanding of cold wind tunnel characteristics, presented previously, allowed us to optimise the experimental set up.

The very large dimensions of the wind tunnel to study the snow fence on different slopes (0° , 10° , 17.5° and 24.5°). Different types of snow fences (porous, dense, with and without bottom gap) were tested (see Figure 8) under the same laboratory conditions. The slope consisted of a wood plate 2.5 m wide, 6 m long, and in two pieces: the upwind slope was 4 m long and the downwind slope was 2 m long (see Figure 9). The wood plate was centred in the experimental chamber and the width of the plate was reduced in order to avoid the effect of dissymmetry in the testing section.

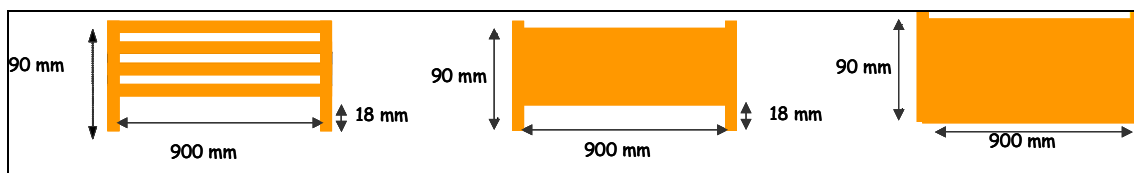


Figure 8: Small-scale models of snow fences

Small-scale models, 90 cm in width, were mounted on the floor and placed vertically and perpendicular to the flow and the plate axis and were set up 175 cm from the slope's beginning. Small-scale models were not centred on the plate but positioned on the right side so that we could study the effect of the slope on its own in snowdrift formation (see Figure 9).

The experimental procedures were as follows: first, we operated the three snow guns with a low wind speed (between 2 and 3 m/s) at -15°C for approximately 20 min in order to obtain a quite consequential and uniform snow depth. Then, immediately after stopping the guns, snow traps were set up, the data loggers were initialized and the wind tunnel speed was increased rapidly up to its working value, which was kept constant at 15 m/s. We chose a high working value (15 m/s) in order to reach the near equilibrium heights for a short duration so that the threshold velocity (and all snow characteristics) would remain the same during the entire test. The maximum duration of a run was 8 min and the value of the similitude requirement u^*/u^*_{th} was approximately 2. When the drift was formed, the snow height was determined manually by drawing the snowdrift shape (see Figure 10) along the main axis ($Y=0$ cm) and the right-hand side of the axis ($Y=-25$ cm). The longitudinal profiles along these lines were later measured. The measurements were repeated after each interruption of the wind tunnel in order to determine the rate of accumulation and the shape of the drift on the leeward and windward sides. A typical mean snow flux as a function of height at the entry of the experimental chamber is shown in Figure 11. Views of the experiment are shown in Figures 12 and 13.

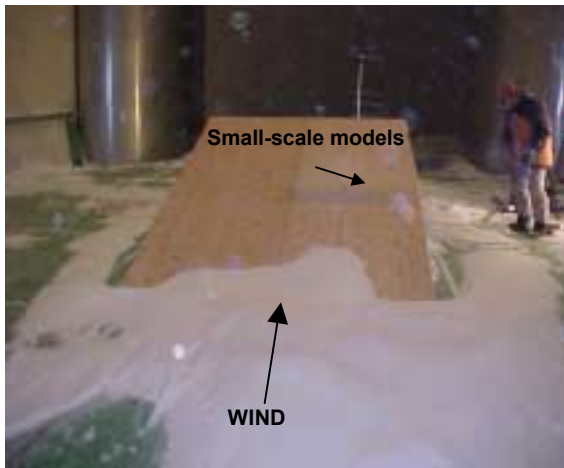


Figure 9: Experimental set-up in the test section



Figure 10: Determination of snowdrift shape at the end of an experiment

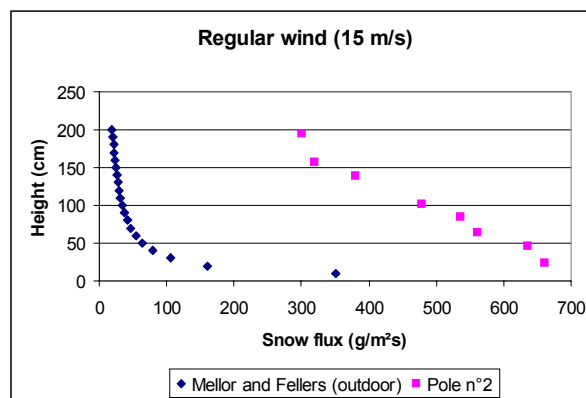


Figure 11: Mean snow flux as a function of height during the experiment



Figure 12: Porous snow fence on a 10° slope after 8 minutes.

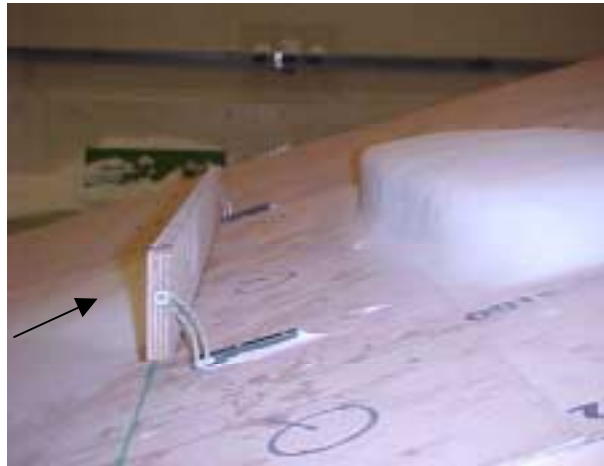


Figure 13: Dense snow fence on a 17.5° slope after 8 minutes

5 Main results

Cross-section profiles are shown for the four slopes and the three small-scale snow fence models in Figures 14, 15 and 16.

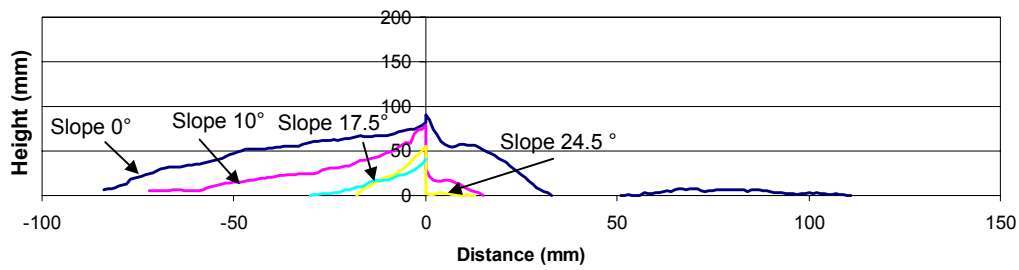


Figure 14: Snow catch of a dense snow fence without bottom gap after 8 minutes of experiment

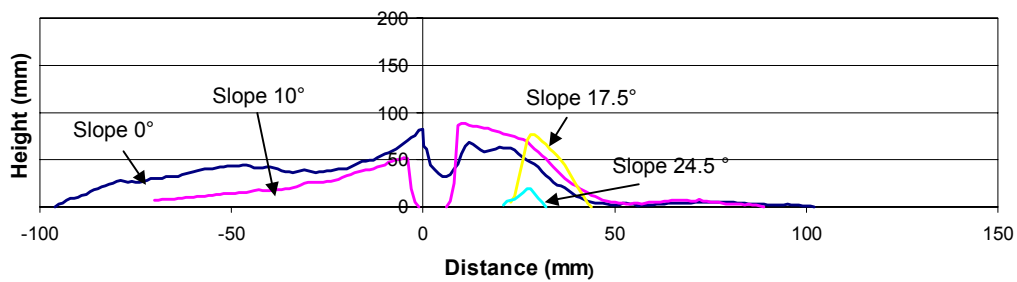


Figure 15: Snow catch of a dense snow fence with bottom gap after 8 minutes of experiment

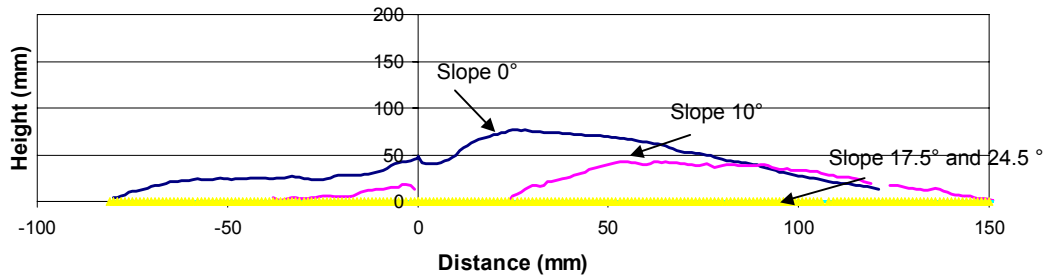


Figure 16: Snow catch of a porous snow fence with bottom gap after 8 minutes of experiment

First of all, the obtained snowdrifts in the wind-tunnel were not at equilibrium. It can be seen from the data obtained in the wind tunnel (Naaim-Bouvet and Naaim, 1998) that the downwind drift volume for early times increased nearly linearly with time and then much more slowly after that, until reaching equilibrium drift (Figure 17). The same tendency is seen for the dimensionless maximum height. But the equilibrium drift seems to have been reached earlier, so that the maximum height cannot be a sufficient indication to conclude that the profile is the equilibrium profile (Figure 17).

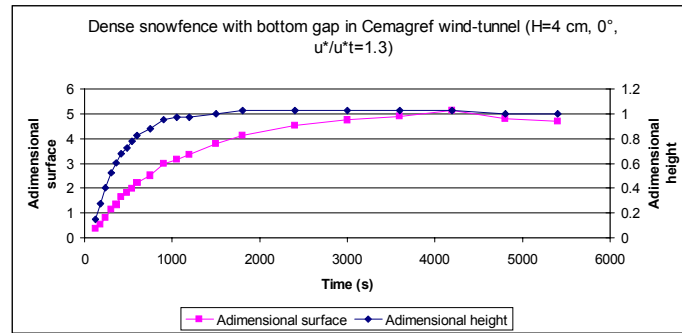


Figure 17: Dimensionless maximum depth and dimensionless area as function of time for a sand drift generated by a dense snow fence (40 mm) with a bottom gap (8 mm) in the Cemagref wind tunnel ($u^*/u^*_t=1.3$)

Now if we carefully study the dimensionless area as function of time for the snow drift generated by the three different small-scale models on the four slopes (Figure 18), it can be seen that the drift volume increased linearly with time, which is a typical feature of an intermediate drift profile.

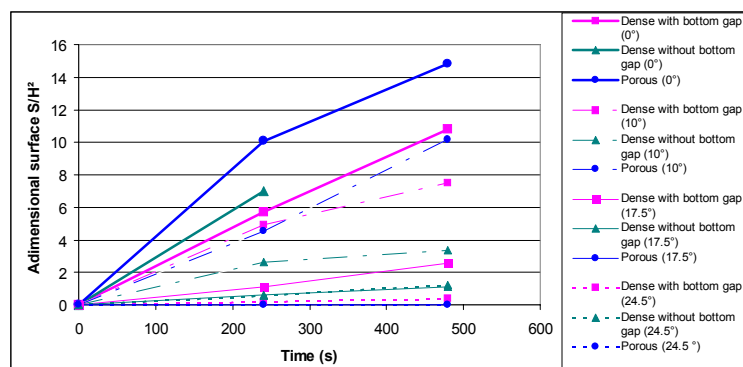


Figure 18: Dimensionless area as a function of time for the snow drift generated by the three different small-scale models on the four slopes

For practical reasons and particularly for a zero slope, it was not possible to carry on with the experiments in order to obtain equilibrium: after 8 minutes, the snow layer was almost completely eroded (see Figure 9) so that the snow flux was no longer constant during the experiment. Moreover, the snow in the erosion zone, moving by reptation (see Figure 9), reached the snow fence and led to its being buried. This was already visible on Figure 16 for the 0° slope. But it was not the case for experiments lasting 4 minutes.

Thus, these short experiments were not extended to saturation; consequently, direct comparison with the equilibrium drift could not be made. Nevertheless, the slope of curves depicted in Figure 18 are representative of snow fence efficacy.

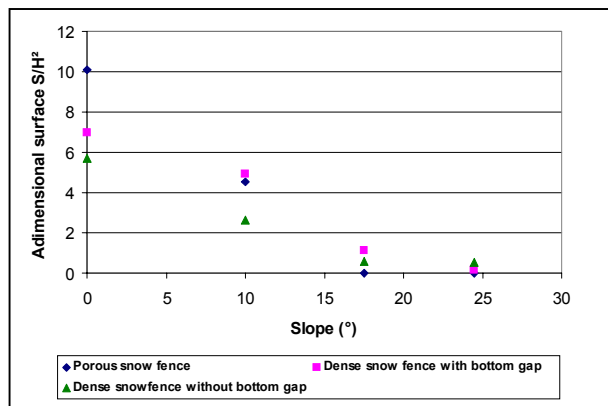


Figure 19: Adimensional surface of the snowdrift as a function of slope after 4 minutes

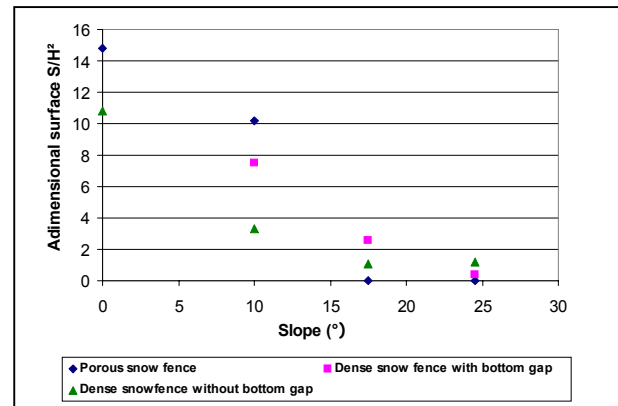


Figure 20: Adimensional surface of the snowdrift as a function of slope after 8 minutes

It can be seen from the data in Figures 19 and 20 that:

- on a flat area, even for high wind speed, the acknowledged results for moderate wind were still valid: the porous snow fence (50%) was the most efficacious and the bottom gap increased the efficacy of the dense snow fence.
- the steeper the slope, the lower the degree of efficacy for all tested snow fences. It decreased considerably: the snow catch was approximately divided by two for a slope of 10°.
- for a steep slope, the efficacy is greater for a dense snow fence; there was no more accumulated snow downstream of a porous snow fence on a slope of 17.5°.

6 Conclusions and further developments

This study shows that the slope could have a substantial effect upon the choice of the snow fence type and where it is implanted. Nevertheless, the obtained snowdrifts in the wind-tunnel were not at equilibrium: more investigations are necessary using numerical simulations of wind flow around fences, which will be the subject of further publications.

7 Acknowledgments

This research was supported by European Union (CHM/LSF/n°ERBFMGECT980144). The authors gratefully acknowledge the assistance of Gilbert Guyomarc'h, Philippe Pugliese (CEN-Meteo France) and Frédéric Ousset (Cemagref) for preparing experiments and collecting data, Marc Dufresne de Virel, Olivier Viau and Philippe Delpech (CSTB) for operating the wind tunnel and equipments, Svana Haraldsdottir (IMO-Iceland) for helping in the measurements and Laurent Heiligenstein (Cemagref) for processing data.

8 References

- Anderson R.S., Haff P.K., "Wind modification and bed response during saltation of sand in air. Aeolian Grain Transport", *Acta Mechanica 1, Springer Verlag*, 21-52, 1991.
- Anno Y, "Requirements for modeling a snowdrift", *Cold Region Science and Technology*, 8, 241-252, 1984.
- Boisson-Kouznietzoff S., Palier P., "Qualification of snow produced in climatic wind tunnel / Qualification de la neige produite en soufflerie climatique", *International Journal of Refrigeration*, 24, 302-324, 2001.
- Gandemer J., "La soufflerie climatique Jules Verne Climatic Wind Tunnel", *Journal of Wind Engineering Aerodynamique*, 43-54, 1992.
- Gandemer J., Palier P., Boisson-Kouznietzoff S., "Snow simulation within the closed space of the Jules Verne Climatic Wind Tunnel", *Proceedings of the Third International Conference on Snow Engineering, Snow engineering : Recent Advances, A.A. Balkema Publishers*, 347-352, 1997.
- Guyomarc'h G., Pugliese P., "Rapport des mesures effectuées dans la soufflerie climatique du CSTB de Nantes", *Internal Report, Meteo France*, 2001.

- Hobbs P.V. "Ice Physics" *Oxford, Clarendon Press.*
- Iversen J.D., "Drifting snow similitude: transport rate and roughness modelling", *Journal of Glaciology*, 26, n°94, 393-403, 1980.
- Iversen J.D., "Comparison of snowdrift modeling criteria : commentary on Application of Anno's modeling conditions to outdoor modeling of snowdrifts", *Cold Regions Science and Technology*, 9, 259-265, 1984.
- Kind R.J., "Snowdrifting : a review of modelling methods", *Cold Region Science and Technology*, 12, 217-228, 1986.
- Kobayashi S. "Studies of snow transport in low-level drifting snow. Contributions from the Institute of Low Temperature Science", *series A*, 24, 1-58, 1972.
- Michaux J.L, Naaim-Bouvet F., Naaim M., "Drifting-snow studies over an instrumented mountainous site: II. Measurements and numerical model at small scale", *Annals of Glaciology*, 32,175-181, 2001.
- Mellor M., Fellers G., "Concentration and flux of wind-blown snow", *CRREL Spec. Rep. 86-11*, 1980.
- Naaim-Bouvet F., Brugnot G., "Transport de la neige par le vent : connaissances de base et recommandations » Cemagref / Division Nivologie ISBN 2-85362-312-2
- Naaim-Bouvet F., "Comparison of requirements for modeling snowdrift in the case of outdoor and wind-tunnel experiments", *Survey in Geophysics*, 16(5-6), 711-727, 1995.
- Naaim-Bouvet F., "Contribution à la modélisation physique et numérique du transport de neige par le vent", Ph.D thesis, University of Grenoble, 1997.
- Naaim-Bouvet F., Naaim M., "Snowdrift modelling in wind tunnel : vertical and horizontal variation of the snow flux", *Annals of Glaciology*, 26, 212-216, 1998.
- Sarret F., "Modélisation des congères à l'extérieur et en soufflerie", Mémoire de 3^{ème} année, ENGEES, Cemagref, Université de Chicoutimi, 1993.
- Schmidt R.A., "Threshold wind-speed and elastic impact in snow transport", *Journal of Glaciology*, vol. n° 26, n° 94, 453-467, 1980.
- Tabler R.D., "Self-similarity of wind profiles in blowing snow allows outdoor modelling", *Journal of Glaciology*, 26, n° 94, 421-433, 1980.
- Tabler R., "Snow fence guide", *National Research Council Strategic Highway Program, Washington*, 1991.
- Takeuchi M., "Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport", *Journal of Glaciology*, 26, n° 94, 481-492, 1980.

**ETUDE, COMPREHENSION, ET MODELISATION DES PHENOMENES LIES AU
TRANSPORT DE LA NEIGE PAR LE VENT.**

Mots clés : *Erosion, transport éolien, dépôt, congère, neige, vent, vitesse de chute, avalanche, plaque à vent, soufflerie, site expérimental.*

Résumé : Le transport éolien de la neige pose des problèmes de sécurité en termes de viabilité hivernale et de risque d'avalanches. Pour y faire face, un modèle numérique a été développé au Cemagref, qui permet de connaître où se forment les accumulations de neige, et en combien de temps. Cependant, jusqu'à présent, ce modèle ne tenait compte ni de la nature de l'écoulement, ni de l'influence du type de grain de neige transporté, et n'avait pas été validé sur des données in situ. C'est donc l'objet de cette thèse, qui, à travers des études expérimentales in situ et en souffleries, analyse dans un premier temps l'influence de la nature de l'écoulement sur le transport de la neige par le vent; puis décrit l'effet du type de grain de neige sur le transport, avant de présenter les premières validations in situ du modèle numérique. Ces études reposent en particulier sur le calibrage d'un détecteur acoustique de transport.

Keywords : *Erosion, aeolian transport, deposit, snowdrift, snow drift, drifting snow, blowing snow, snow, wind, fall velocity, avalanche, wind slab, wind tunnel, experimental site.*

Abstract : The drifting snow raises problems of safety for winter roads and avalanche hazard. To fight against it, a numerical model was developed at Cemagref, which allows to know where the snowdrift are created, and how long it takes. However, until now, this model takes into account neither the nature of the flow nor the influence of the drifted snow type, and has not been validated on in situ data. Therefore, this PhD, throughout experimental studies, both in situ and in wind tunnel, analyses firstly the influence of the wind nature on the blowing snow, and secondly the influence of the snow grain type. Then, the first validations of the numerical model on in situ data are presented. These studies depend in particular on the calibration of a drifting snow acoustic sensor.