



HAL
open science

Instrumentation d'un site avalancheux : de l'utilisation des propriétés acoustiques de la neige et des techniques d'imagerie pour la mesure de paramètres physiques d'une avalanche dense

O. Marco

► To cite this version:

O. Marco. Instrumentation d'un site avalancheux : de l'utilisation des propriétés acoustiques de la neige et des techniques d'imagerie pour la mesure de paramètres physiques d'une avalanche dense. Cemagref Editions, pp.220, 1995, Coll. Etudes du Cemagref, série Equipements pour l'eau et l'environnement, n°16, 2-85362-403-X. hal-02576320

HAL Id: hal-02576320

<https://hal.inrae.fr/hal-02576320v1>

Submitted on 24 Apr 2023

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

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



PUB 0000 3125

n°16



Instrumentation d'un site avalancheux

Olivier Marco

CEMAGREF
DOCUMENTATION
CLERMONT-FERRAND

Instrumentation d'un site avalancheux

**De l'utilisation des propriétés acoustiques
de la neige et des techniques d'imagerie
pour la mesure de paramètres physiques
d'une avalanche dense**

O. Marco



**CENTRE NATIONAL
DU MACHINISME AGRICOLE
DU GÉNIE RURAL
DES EAUX ET DES FORÊTS**

GROUPEMENT DE GRENOBLE
2, rue de la Papeterie, BP 76
38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex
Tél. : 76 76 27 27 - Télex : 980 679 F
Télécopie : 76 51 38 03

THÈSE

Présentée par Olivier Marco

Pour obtenir le titre de Docteur
de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : physique

Instrumentation d'un site avalancheux

**De l'utilisation des propriétés acoustiques
de la neige et des techniques d'imagerie
pour la mesure de paramètres physiques
d'une avalanche dense**

Date de soutenance : 20 juin 1994

Composition du jury

Président	Georges Lespinard
Rapporteurs	Othmar Buser Joan Manuel Vilaplana
Membres	Alain Deneuille Pierre Villemain
Invités	Gérard Brugnot Rémy Pochat

Thèse préparée au sein du LIME

Les Études du Cemagref

Cette collection édite des travaux scientifiques du Cemagref, thèses, comptes rendus de recherches regroupés en quatre séries qui correspondent aux quatre nouveaux départements scientifiques du Cemagref :

- **Gestion des milieux aquatiques** (anc. série *Ressources en eau*),
- **Équipements pour l'eau et l'environnement** (anc. séries *Hydraulique agricole*, *Gestion des services publics*, *Montagne*),
- **Gestion des territoires** (anc. séries *Forêt*, *Montagne*, *Production et économie agricoles*),
- **Équipements agricoles et alimentaires** (anc. série *Équipement des IAA*).

Ces séries font suite aux publications ventilées en sept rubriques jusqu'à fin 1993.

Série Équipements pour l'eau et l'environnement

N°14 - *Modélisation, analyse et commande optimale LQR d'un canal d'irrigation* - 1994, 220 p. - 210 F.

N°15 - *Étude de la formation d'un lit torrentiel* - 1994, 538 p. - 380 F.

N°16 - *Instrumentation d'un site avalancheux* - 1995, 220 p. - 210 F.

Études déjà parues :

Hydraulique agricole (anc. série)

N°3 - *Secteurs de référence drainage. Recueil des expérimentations* - 1988, classeur 20x26, 92 fiches - 150 F.

N°4 - *Fonctionnement hydrologique et hydraulique du drainage souterrain des sols temporairement engorgés : débits de pointe et modèle SIDRA* - 1989, 334 p. - 250 F.

N°5 - *Transferts hydriques en sols drainés par tuyaux enterrés. Compréhension des débits de pointe et essai de typologie des schémas d'écoulement* - 1989, 322 p. - 250 F.

N°6 - *Réseaux collectifs d'irrigation ramifiés sous pression. Calcul et fonctionnement* - 1989, 140 p. - 150 F.

N°7 - *Géologie des barrages et des retenues de petites dimensions* - 1992, 144 p. - 200 F.

N°8 - *Estimation de l'évapotranspiration par télédétection. Application au contrôle de l'irrigation* - 1990, 248 p. - 250 F.

N°9 - *Hydraulique à l'interface sol/drain* - 1991, 336 p. - 250 F.

N°10 - *Le fonctionnement du drainage : approche pédo-hydraulique* - 1991, 248 p. - 200 F.

N°11 - *Mise en valeur des sols difficiles. Drainage et après-drainage des argiles vertes* - 1991, 140 p. - 150 F.

N°12 - *Colmatage des drains et enrobages : état des connaissances et perspectives* - 1991, 152 p. - 200 F.

N°13 - *Guide pour le diagnostic rapide des barrages anciens* - 1992, 100 p. - 150 F.

Gestion des services publics (anc. série)

N°1 - *Économie et organisation à l'échelle départementale du financement du renouvellement des réseaux d'eau potable* - 1991, 76 p. - 150 F.

Montagne (anc. série)

N°1 - *Éléments d'hydraulique torrentielle* - 1991, 280 p. - 300 F.

N°5 - *Rhéologie des boues et laves torrentielles - Étude de dispersions et suspensions concentrées* - 1993, 416 p. - 400 F.

A commander au Cemagref - Dicova,
BP 22, 92162 ANTONY Cedex - Tél. (1) 40 96 61 32 - Télécopie (1) 40 96 61 64
joindre votre paiement à la commande

Le Cemagref est un établissement public de recherche sous la tutelle du ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche, et du ministère de l'Agriculture et de la Pêche.

Ses équipes conçoivent des méthodes et des outils pour l'action publique en faveur de l'agriculture et de l'environnement. Leur maîtrise des sciences et techniques de l'ingénieur contribue à la mutation des activités liées à l'agriculture, à l'agro-alimentaire et à l'environnement.

La recherche du Cemagref concerne les **eaux continentales**, ainsi que les **milieux terrestres** et **l'agriculture**.

Elle permet d'élaborer des méthodes et des outils de **gestion intégrée** des milieux, de conception et d'exploitation d'**équipements**.

Les équipes qui rassemblent un millier de personnes réparties sur le territoire national, sont organisées en **quatre départements scientifiques** :

- **Gestion des milieux aquatiques**
- **Équipements pour l'eau et l'environnement**
- **Gestion des territoires**
- **Équipements agricoles et alimentaires**

En ce qui concerne le département *Équipements pour l'eau et l'environnement*, les programmes de recherche portent principalement sur :

- l'optimisation des équipements et aménagements hydro-agricoles ;
- le développement de méthodes de surveillance et de prévention, et d'ouvrages de protection pour les risques liés aux avalanches, à l'érosion des terres, aux ruptures de barrages ;
- la gestion des services publics : optimisation des réseaux d'eau potable et des installations de déchets municipaux.

Avant-propos

Ce travail a été réalisé au sein du LIME (UJF) et de la Division Nivologie du CEMAGREF

Pierre Villemain a assuré la direction de cette étude. Il a su me faire profiter de sa grande culture scientifique dans des domaines de la physique aussi variés que l'électronique, la mécanique et l'acoustique. Je le remercie vivement de ses conseils qui m'ont toujours permis de trouver une solution aux problèmes rencontrés et d'atteindre ainsi le terme de cette étude. Je lui suis également reconnaissant d'avoir su se rendre très disponible malgré sa charge de travail. Et quel plaisir ce fut de travailler dans une ambiance si amicale !

Georges Lespinard, Professeur à l'ENSHMG, m'a fait l'honneur d'assurer la présidence de ce jury et je lui en sais gré.

Othmar Buser, Chercheur à L'Institut Fédéral pour l'Etude de la Neige et des Avalanches (Davos) a bien voulu suivre mon travail et être rapporteur de cette thèse. Ses conseils et ses remarques m'ont été précieuses. Qu'il en soit remercié.

Joan Manuel Vilaplana, Professeur à l'Université de Barcelone, a accepté également d'être rapporteur malgré ses nombreuses activités. Je tiens à le remercier pour l'intérêt qu'il a bien voulu porter à mon travail et pour le temps qu'il y a consacré.

Je suis reconnaissant à Alain Deneuille, Professeur à l'UJF et vice Président de cette Université, d'avoir bien voulu me faire l'honneur de participer à ce jury, malgré ses nombreuses responsabilités.

Je suis heureux que Rémy Pochat, Chef du Département des Equipements pour l'Eau et l'Environnement du CEMAGREF, ait accepté de participer à mon jury. Je le remercie de ses conseils et de ses remarques qui m'ont permis de rendre mon rapport plus facilement compréhensible.

J'exprime toute ma gratitude à Gérard Brugnot, Chef de la Division Nivologie du CEMAGREF de m'avoir accueilli au sein de son équipe. Conscient de l'importance des expérimentations de terrain pour l'étude des avalanches, et sachant qu'une approche théorique de ces phénomènes pouvait compléter mon expérience acquise sur le terrain, il m'a proposé de travailler sur ce thème dans le cadre d'une thèse. Je tiens à l'en remercier vivement.

Je tiens également à remercier de son accueil, Georges Quézel, Directeur du LIME, ainsi que toutes les personnes de son laboratoire. L'ambiance extrêmement conviviale dans laquelle travaille cette équipe m'a permis de m'intégrer facilement alors que j'étais rarement présent dans les locaux du LIME. J'aurai une pensée toute particulière pour Henri Daver, personnalité marquante de cette équipe, que la maladie a emporté en Avril 1994.

Le travail que j'ai réalisé n'aurait pu être mené à bien sans la collaboration de tous les membres de la Division Nivologie. Rappeler ce qu'ils m'ont apporté serait présenter longuement chacun d'entre eux. Je les prie de m'excuser de ne pas le faire et leur exprime mes plus vifs remerciements.

Toutefois, il me faut préciser qu'aucune expérience de terrain ni même de laboratoire n'aurait pu être menée à bien sans les compétences en mécanique de Frédéric Ousset et sans son efficacité lorsqu'il s'agit de trouver une solution pratique à un problème rencontré sur le terrain. Je voudrais également rappeler que j'ai osé entreprendre cette étude comportant une part d'expérimentation de terrain parce que je savais pouvoir compter sur l'expérience et les précieux conseils de Jean-Michel Taillandier. A ces deux compères, dont le sens inné de l'orientation de l'un n'a d'égal que la diplomatie naturelle de l'autre, vont mes plus vifs remerciements.

J'aurai également une pensée toute particulière pour Pierre Béghin, collègue discret dont je suivais avec intérêt aussi bien les travaux scientifiques que les exploits sportifs et qui a disparu à l'Annapurna en Octobre 1992.

J'ai été heureux de travailler en collaboration avec l'équipe du Centre d'Etudes de la Neige dirigée par Eric Brun. Leurs connaissances de la neige m'ont été une aide précieuse. Je tiens à les en remercier. Je suis plus particulièrement reconnaissant à François Touvier dont la patience, la minutie et la compétence m'ont souvent aidé lors des expériences en chambre froide que nous avons menées ensemble.

Merci également à Philippe Kohler, stagiaire de maîtrise au CEMAGREF, qui a étudié avec moi comment mesurer la vitesse à la surface d'un écoulement par traitement d'images et aux deux stagiaires d'IUT de Génie Civil Thierry Maurel et Olivier Gontier qui ont dimensionné un support de capteurs.

Enfin, je tiens à remercier tous mes collègues des services de Restauration des Terrains en Montagne de l'Office National des Forêts qui ont su me rappeler, quand il le fallait, que l'objectif de la recherche n'est pas seulement un rapport de thèse.

A Nicole qui m'a toujours soutenu malgré sa peur des avalanches et à ma fille Erika, qui, ne sachant pas encore parler, m'a clairement montré où était l'essentiel et ce faisant, m'a beaucoup aidé pendant la préparation de cette thèse.

Résumé

Cette étude est une étape préliminaire à la préparation d'expérimentations in situ. Celles-ci permettront, à terme, de déterminer le domaine de validité des modèles d'avalanches denses.

A partir d'une analyse des hypothèses de ces différents modèles, nous précisons les principaux paramètres physiques à mesurer dans une avalanche: La densité de la neige et la vitesse au sein et à la surface de l'écoulement.

Après le rappel des diverses expériences déjà réalisées en laboratoire ou in situ pour étudier la dynamique des avalanches denses, nous approfondissons deux méthodes permettant de réaliser ces mesures. Nous cherchons à déterminer la densité de la neige en mouvement à partir de ses propriétés acoustiques puis à mesurer la vitesse à la surface de l'écoulement en utilisant des techniques de traitement d'images.

Grâce à des expériences en laboratoire, nous établissons une relation entre la densité d'une neige dense et son impédance caractéristique. Nous définissons alors les principes d'un capteur acoustique permettant de mesurer en continu la densité et la vitesse au sein de l'écoulement.

Nous analysons ensuite les erreurs inhérentes à l'utilisation des techniques de traitement d'images pour des expérimentations in situ en environnement difficile. Quelques modifications sont alors proposées pour augmenter l'efficacité de cette méthode afin de réaliser une cartographie des vitesses à la surface d'une avalanche dense.

Abstract

Our study is a preliminary step to prepare full scale experimentation. The aim is to define the field of validity of dense flow avalanche models.

An analysis of different basic assumptions of these models allows us to precise the main physical parameters which have to be measured at different points of the flow : density and velocity. After a recall of various experiments on the dense flow avalanche dynamic, we define the main infrastructures to install on an experimental site and we precise two ways to realise these measurements.

Experiments in laboratory were done to search a relation between the density of a dense snow sample and its acoustic properties. This part ends with a presentation of the basic principles of an acoustic sensor able to do these measurements inside the avalanche flow.

At last, we show how it is possible to use the image processing to measure the velocity at the surface of the flow, on the field,. Then, we propose how to carry out improvements to the current techniques of image processing to increase their efficiency.

Table des matières

- Introduction 15
- Liste des symboles21
- I Études préalables à l'instrumentation d'un site 25
 - Introduction 27
 - I.1 Définition d'une avalanche dense..... 28
 - I.1.1 Définition 28
 - I.1.2 Remarques 29
 - I.2 Présentation des modèles 31
 - I.2.1 L'avalanche est un solide 32
 - a) Les hypothèses 32
 - b) Les équations 33
 - c) Les données nécessaires et les différents coefficients utilisés 34
 - d) Conclusion 35
 - I.2.2 L'avalanche est un écoulement fluide 36
 - I.2.2.1 Les modèles de type Voellmy 37
 - I.2.2.1.1 Le modèle initial de Voellmy 37
 - a) Les hypothèses 37
 - b) Les équations 37
 - c) Les différents paramètres et coefficients du modèle : 39
 - d) Conclusion 40
 - I.2.2.1.2 Les modèles dérivant du modèle de Voellmy 40
 - a) Le modèle Canadien [Perla, 1980], [Cheng, 1979] 40
 - b) Le modèle Suisse [Salm et Gubler, 1990] 41
 - c) conclusion 41
 - I.2.2.2 Les modèles basés sur les équations de Navier-Stokes 42
 - I.2.2.2.1 Les modèles newtoniens 43
 - a) L'écoulement est laminaire 43
 - b) L'écoulement est turbulent..... 43
 - I.2.2.2.2 Les modèles non newtoniens 46
 - a) Écoulement laminaire 48
 - b)Écoulement turbulent..... 48
 - I.2.2.2.3 Conclusion 49
 - I.2.3 L'avalanche est un écoulement granulaire..... 50
 - I.2.3.1 Présentation des modèles..... 50
 - I.2.3.2 Conclusion 53
 - I.2.4 Conclusion sur les modèles 53
 - I.3 Aspects expérimentaux 56
 - I.3.1 Les hypothèses 56
 - a) Concernant la turbulence..... 58

b) Concernant le front de l'avalanche	59
I.3.2 Les expériences déjà réalisées	60
1.3.2.1 Les expériences en laboratoire	60
1.3.2.2 Les expériences à échelle intermédiaire	63
1.3.2.3 Les expériences in situ	65
a) La stéréophotogrammétrie à cadence rapide	66
b) Le système radar	67
c) Les autres techniques de mesures	70
Conclusion	74
I.4 Définition d'un site expérimental	77
I.4.1 Les contraintes et les solutions concernant le site proprement dit	77
I.4.2. Infrastructure générale du site	78
I.4.2.1 Généralités	78
I.4.2.2 Étude de la structure d'un support de capteurs	80
a) Présentation générale	80
b) Dimensionnement	81
c) Application	84
Conclusion	85
II Le capteur acoustique	89
Introduction	89
II 1 Les principales caractéristiques microstructurales et mécaniques de la neige	91
II.1.1 La taille et la forme des grains	91
II.1.2 La densité et la porosité de la neige	92
II.1.3 La Teneur en Eau Liquide (TEL)	93
II.1.4 Les liaisons entre les grains	93
II.1.5 La compressibilité	94
II.1.6 La plasticité et la viscosité de la neige	94
II.2 Les propriétés acoustiques de la neige : premiers résultats	96
II 2.1 Rappel général sur les propriétés acoustiques d'un milieu continu	96
II.2.1.1 Le vecteur d'onde	96
II.2.1.2 L'impédance acoustique	98
II.2.2 La propagation du son dans la neige : rappels bibliographiques	99
II 2.3. Utilisation directe des mesures de O.Buser	103
II.2.4 La modélisation de la propagation d'une onde acoustique dans la neige	105
Introduction	105
II.2.4.1 Le modèle de Zwicker et Kosten	105
II 2.4.2 Exploitation des mesures de O. Buser : résultats intermédiaires	113

II.2.4.3 Premiers résultats concernant les neiges de faible densité	121
Les relations entre la densité et les paramètres acoustiques	122
a) Les paramètres acoustiques indépendants de la densité	122
b) Paramètres acoustiques liés à la porosité	123
Les relations entre les paramètres h_a , k' et r' du modèle	124
Les relations entre W , k et h , q et r'	125
Conclusion	127
II.3 Les propriétés acoustiques des neiges denses	128
II.3.1 Le principe des mesures	128
II.3.1.1 La démarche suivie	129
II.3.1.2 Les échantillons : carottage et mise en place	133
II.3.2 Les résultats obtenus	136
II.3.2.1 Les hypothèses	136
II.3.2.2 Relations entre la densité et les paramètres acoustiques de la neige	139
II.3.2.3 Application du modèle de Zwicker et Kosten aux neiges de forte densité	143
II.3.2.4 Résultats obtenus en utilisant le modèle de Zwicker et Kosten :	148
II.3.2.5 Conclusion	151
II.3.3 Les principes d'un capteur acoustique	152
II.3.3.2 Les hypothèses de base	152
II.3.3.3 Les principes du capteur acoustique	154
II.3.3.4 Précautions élémentaires	155
Conclusion	157
III Mesures de la vitesse à la surface de l'écoulement par traitement d'images	163
Introduction	163
III.1 Les conditions de prises de vues in situ :	165
III.1.1 Les contraintes topographiques	165
III.1.2 Les moyens utilisés pour l'obtention des prises de vues	166
III.2 Les techniques de traitement utilisées	167
III.2.1 Les techniques de traitement d'images utilisées	167
Introduction	167
III.2.1.1 Le logiciel C-IMA : Application à l'étude du déplacement d'un milieu amorphe	168
a) Présentation générale	168
b) Estimation des erreurs et propositions	170

III.2.1.1 Propositions d'amélioration	172
III.2.2 Les méthodes de restitution utilisées	173
III.2.2.1 Projection de l'axe de l'écoulement sur le plan image	174
III.2.2.2 Calcul du vecteur vitesse à la surface de l'écoulement à partir de la mesure d'un déplacement sur le plan image	177
III.2.2.3 Analyse des erreurs dues aux calculs de restitution et propositions d'amélioration	177
a) Vérification des hypothèses portant sur l'écoulement	178
b) Précision des calculs	178
III.3 Les résultats obtenus	180
Introduction	180
III.3.1 Profil de la hauteur d'un écoulement en fonction du temps	180
III.3.2 Mesure de la vitesse à la surface de l'écoulement	182
Conclusion	185
Conclusion	187
Bibliographie	191
Annexes	201
Chapitre I	
Annexe 1.1: Présentation du site expérimental du Lautaret.....	203
Annexe 1.2 : Présentation du site expérimental de Poutran.....	207
• Présentation du site.	
• Principes du support de capteurs.	
Chapitre II	
Annexe 2.1 : Propriétés acoustiques de la neige	211
Tableaux. des résultats.	
Chapitre III	
Annexe 3.1 : Levé topographique de la section du couloir	215
où ont été réalisées les mesures de vitesse par traitement d'images.	
Annexe 3.2 : Tableaux des mesures de vitesses.....	217
et de hauteurs d'écoulement par traitement d'images.	

Introduction

Généralités

La décision d'instrumenter un site avalancheux pour réaliser des mesures de terrain est prise dans le cadre d'une réflexion globale qui tente de répondre aux questions suivantes :

- Pourquoi étudier les avalanches ?
- Quelles sont les méthodes à mettre en oeuvre ?

Pourquoi étudier les avalanches de neige ?

L'avalanche est un phénomène naturel qui implique souvent un risque. En France, annuellement, une trentaine de personnes sont tuées par des avalanches qui constituent le risque naturel le plus meurtrier.

Sur le plan économique, les effets de ce phénomène doivent également être pris en considération, même si leur estimation reste difficile. Les dommages matériels — destruction de bâtiments, endommagement de voiries et réseaux... — atteignent rarement une grande ampleur car l'avalanche est un phénomène très localisé, comparé aux inondations en plaine alluviale par exemple. Mais la gêne occasionnée par ce danger — fermeture de cols, de stations de sports d'hiver — entraîne des préjudices économiques évidents mais difficilement quantifiables. La perte de valeur d'un terrain menacé par des avalanches induit également des effets sur l'activité économique locale.

Sur le plan social, de nombreuses contraintes apparaissent aujourd'hui. Notre société accepte de plus en plus difficilement d'être soumise à des aléas, surtout lorsqu'ils ne sont pas clairement affichés. De plus, ce seuil de tolérance au danger varie avec l'origine de la population concernée. Cette demande sociale se trouve le plus souvent à l'origine de réalisations importantes portant par exemple sur la cartographie des aléas ou un dispositif de protection.

Les objectifs sont la prévention de ce risque naturel une prévision des avalanches et une diminution de leurs effets négatifs.

Quelles sont les méthodes à mettre en oeuvre ?

Prévoir une avalanche nécessite sa localisation dans le temps et dans l'espace. Limiter ses conséquences indésirables demande avant tout un travail d'information, d'éducation et de réglementation. Quelquefois, une intervention directe sur l'écoulement avalancheux devient indispensable. En rappelant les différentes méthodes utilisées pour prévoir et tenter de contrôler les avalanches, nous mettrons en évidence le rôle de la modélisation

de ces écoulements, indissociable des expériences de terrain qui constituent l'objet de notre étude.

Prévision des avalanches dans le temps

La prévision de la rupture du manteau neigeux nécessite la connaissance de ses propriétés mécaniques. Celles-ci dépendent des conditions nivométéorologiques présentes et passées et du terrain naturel. Ces études ne font pas intervenir la dynamique de l'écoulement.

Prévision des avalanches dans l'espace

La localisation du phénomène peut être abordée de différentes manières, selon l'échelle désirée.

A l'échelle d'un massif par exemple (Carte de Localisation Probable des Avalanches), on recherche l'emprise maximale de l'écoulement. La modélisation des écoulements intervient peu. En effet, les conditions initiales à prendre en compte pour un phénomène d'ampleur maximale, jamais observé, sont difficiles à évaluer.

A l'échelle des parcelles, donc d'un document d'urbanisme — Plan d'Exposition aux Risques Naturels— on ne recherche plus l'emprise du phénomène dans sa totalité mais la délimitation de différentes zones selon l'importance de l'aléa. Le travail d'expertise correspondant réside dans l'appréciation de cet aléa. La modélisation de l'écoulement devient alors une aide à la décision. Des modèles physiques et numériques peuvent quantifier l'importance du risque par la détermination des contraintes exercées par l'écoulement sur un obstacle.

Le travail d'expertise, qui précise le scénario catastrophique à prendre en compte, reste cependant prépondérant.

Intervention sur l'écoulement de l'avalanche

Cette méthode revêt plusieurs aspects :

- Empêcher l'avalanche de se produire en retenant le manteau neigeux.
- Déclencher artificiellement l'avalanche pour en maîtriser les effets dans le temps.
- Modifier l'écoulement de l'avalanche, en le déviant, le freinant ou en l'arrêtant.

Dans les deux premiers cas, seules les propriétés mécaniques liées à de petites déformations du manteau neigeux interviennent.

Le troisième cas nécessite l'étude de la dynamique de l'écoulement devient nécessaire pour développer un modèle. Celui-ci deviendra un outil indispensable à l'expert chargé de définir un dispositif de protection, d'en dimensionner les ouvrages et d'en estimer l'efficacité.

Ce rappel met en évidence l'importance du développement des connaissances actuelles sur la dynamique des avalanches dont l'un des moyens est l'expérimentation de terrain. L'objet de notre étude est une préparation de ces expériences. Avant de présenter ce travail plus en détail, il nous semble utile de rappeler brièvement le contexte dans lequel il a été entrepris.

L'étude de la dynamique des avalanches à la Division Nivologie du CEMAGREF¹

De 1972 à 1981, la Division Nivologie réalise de nombreuses campagnes de mesures sur le site expérimental du Col du Lautaret (Hautes-Alpes), en collaboration avec le Laboratoire d'Applications Spéciales de la Physique du C.E.N.G.² et du Centre d'Etudes de la Neige de Météo France. Des études, plus théoriques, de modélisation des avalanches complètent cette première phase de terrain. Commencé en 1978, ce travail, qui se poursuit aujourd'hui encore, a permis le développement d'un modèle numérique des avalanches denses et d'un modèle physique des avalanches formées essentiellement d'un aérosol.

Aujourd'hui, les résultats obtenus doivent être confrontés à des écoulements réels. Nous considérons notre travail comme une nouvelle étape des expériences de terrain. Nous nous sommes intéressés essentiellement aux avalanches denses dont la modélisation numérique est bien avancée, mais dont le développement est limité par le manque de mesures expérimentales.

Présentation de l'étude

Entreprendre des expériences in situ sur la dynamique des avalanches nécessite une phase préalable de préparation. Dans un premier temps, les objectifs à atteindre doivent être précisés. Pour préciser les moyens à mettre en oeuvre afin de réaliser les mesures définies préalablement, nous avons dû approfondir les principes de notre instrumentation. Ceci fait l'objet du deuxième et du troisième chapitre.

Les objectifs de l'étude

Après avoir rappelé la définition d'une avalanche dense, nous tentons de répondre aux questions suivantes :

- Quels paramètres physiques d'un écoulement avalancheux doit-on mesurer ?
- Comment réaliser ces mesures ?

Les paramètres physiques à mesurer

Pour faire le point des connaissances sur la dynamique des avalanches denses, nous présentons les différents modèles proposés actuellement.

¹ Centre National du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et des Forêts

² Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble

L'objectif primordial d'une modélisation étant de devenir un outils efficace pour les experts chargés de la protection contre les avalanches, nous avons choisi de présenter ces modèles du plus simple au plus complexe, suivant ainsi un ordre pratiquement chronologique. Ce choix évite de sous-estimer l'importance des modèles aux hypothèses peu vraisemblables, par exemple une avalanche assimilée à un point matériel. En effet, ces modèles étant très utilisés, leur fiabilité est aujourd'hui meilleure que celle des modèles qui tente de mieux tenir compte de la réalité du phénomène (fluide visqueux ou granulaire) car ceux-ci ont été peu confrontés à des écoulements réels.

Nous complétons ce rappel par celui des différentes expériences menées en laboratoire, à échelle intermédiaire (modélisation physique au 1/10ème) ou in situ. Nous montrons alors que les expériences à entreprendre sont :

- La mesure de la densité de la neige au sein de l'avalanche.
- La mesure de la vitesse en plusieurs points de l'écoulement.

En effet, étudier la densité permet de vérifier les hypothèses de continuité et d'incompressibilité du milieu, commune à la plupart des modèles. La mesure ponctuelle de la vitesse dans l'écoulement et à sa surface, permettra de vérifier les différentes propositions de profils des vitesses au sein de l'écoulement et d'ajuster les différents paramètres des modèles.

Les méthodes de mesures

Pour atteindre ces objectifs, nous explorons deux voies :

- Connaître la densité de la neige au sein de l'avalanche à partir de ses caractéristiques acoustiques.
- Etablir une cartographie des vecteurs vitesse à la surface de l'écoulement, à chaque instant, en utilisant les techniques de traitement d'images.

L'approfondissement des méthodes de mesures correspondantes fait l'objet des deux autres parties de notre rapport.

Mais la réalisation d'expérimentation de terrain nécessite également le choix d'un site. C'est pourquoi nous terminons la première partie de notre rapport par une présentation de sites expérimentaux en précisant les infrastructures à mettre en place pour atteindre nos objectifs.

Principes d'un capteur acoustique

Dans la seconde partie de ce document, nous tentons de déterminer une relation entre la densité de la neige et ses propriétés acoustiques.

La vitesse de propagation d'une onde acoustique à travers un milieu continu est étroitement liée à sa densité. Mais la neige est un milieu poreux dont le squelette est composé de grains de glace. A priori, le son peut se propager simultanément dans la glace et l'air. La vitesse de propagation dans les grains de glace dépend fortement de la densité de la neige. Mais des expériences

préliminaires ont mis en évidence la difficulté de réaliser ces mesures avec une neige en mouvement. En effet, l'étude d'une telle onde nécessite un couplage parfait entre les grains de glace et le couple d'émetteur-récepteur. Nous avons donc étudié la propagation du son dans le volume interstitiel.

A partir des travaux de Buser [**Buser, 1986**] et en exploitant les mesures qu'il avaient réalisées, nous avons cherché à d'établir des relations entre certains paramètres acoustiques et la densité d'une neige peu dense. Ces premiers résultats sont complétés par l'étude des propriétés acoustiques des neiges denses, sèches ou humides. La partie expérimentale de ce travail a été réalisée en chambre froide, en collaboration avec François Touvier, du Centre d'Etudes de la Neige de Météo France. Nous nous sommes efforcés alors de vérifier la possibilité d'étudier la densité d'une neige quelconque à partir de ses propriétés acoustiques et de définir les principes de base d'un capteur.

L'utilisation des techniques de traitement d'image

La dernière partie de ce rapport est une étude de faisabilité sur la possibilité de mesurer la vitesse à la surface d'une avalanche en utilisant les techniques de traitement d'images. Nous allons alors nous assurer, par un travail essentiellement de terrain, de la possibilité, sans prendre trop de risques, de réaliser des films vidéo de la surface d'une avalanche pour obtenir des images dont le traitement permettra, à terme, d'établir une cartographie des vitesses superficielles d'une lavalanche

Nous présentons ensuite la méthode de traitement choisie et nous indiquons quelques résultats obtenus. Mais l'intérêt de notre étude réside essentiellement dans l'analyse de la méthode utilisée et des erreurs qui lui sont inhérentes. Nous proposons des améliorations à apporter, tant sur le plan expérimental (prises de vues) que sur celui du traitement des images pour augmenter l'efficacité de cette méthode.

Cette étude correspond à une étape préliminaire indispensable pour adapter les techniques de traitement d'images, très utilisées en laboratoire, à l'étude de la dynamique d'écoulements réels. Elle sert de base à un travail de recherche consacré uniquement à ce problème qui a été entrepris dans le cadre d'une thèse commencée en 1994 [**Granada, en cours**].

Enfin, nous rappelons, en conclusion, les principaux résultats obtenus qui nous permettront d'entreprendre l'instrumentation d'un site avalancheux, étape obligatoire pour approfondir les connaissances actuelles sur la dynamique des avalanches et, par suite, pour mieux se protéger contre ce risque naturel.

Liste des symboles utilisés

I Symboles liés à la dynamique des avalanches

- B : Largeur de l'avalanche (m).
b : Coefficient de frottement interne ($b = \tan(\phi)$).
c : Coefficient de cohésion (Pa).
 C^2 : Coefficient de Chezy (m/s^2).
 C_{lum} : Vitesse de la lumière (m/s).
 C_x : Coefficient de traînée (SU).
d : Distance d'arrêt (m).
 f_E : Fréquence de l'onde radar émise (Hz).
 f_R : Fréquence de l'onde radar retournée (Hz).
 Δf_D : Déphasage entre la fréquence d'une onde radar émise et de l'onde radar réfléchie.
G : Centre de masse de l'avalanche.
g : Gravité (m/s^2).
h : Hauteur de l'avalanche (m).
 h_c : Hauteur critique du manteau neigeux (hauteur de rupture) (m).
 H_e : Hauteur efficace d'un support de capteurs (m).
 h_o : Hauteur de l'avalanche à l'instant initial (m).
L : Longueur de l'avalanche avant la zone d'arrêt (m).
M : Masse de l'avalanche (kg).
ox : Axe parallèle à la ligne de plus grande pente.
oy : Axe perpendiculaire au plan vertical passant par ox.
oz : Axe perpendiculaire au plan oxy.
P : Périmètre mouillé (m).
p : Pression (Pa).
 p_{\perp} : Contrainte s'exerçant perpendiculairement à la surface de contact considérée (Pa).
 $p_{\perp x}$: Contrainte s'exerçant perpendiculairement à la section perpendiculaire à l'écoulement
- \rightarrow
 \vec{r} : Vecteur position d'une surface réfléchissante avec pour origine l'émetteur.
 R_{courb} : Rayon de courbure du terrain naturel (1/m).
 R_h : Rayon hydraulique (m).
S : Section mouillée (m^2).
s : Abscisse curviligne (m).
 S_o : Section mouillée de al neige avant sa mise en mouvement (m^2).
t : Temps (s).
u : Composante du vecteur vitesse le long de l'axe ox (m/s).
- \rightarrow
 \vec{U} : Vecteur vitesse de la surface
- \rightarrow
 \vec{u} : Vecteur vitesse de composantes (u, v, w).
 u_{lim} : Vitesse maximale atteinte par l'avalanche (m/s).
 u_o : Vitesse limite atteinte par l'avalanche avant la zone d'arrêt (m/s).
v : Composante du vecteur vitesse le long de l'axe oy (m/s).
w : Composante du vecteur vitesse le long de l'axe oz (m/s).
- \Rightarrow
 \vec{t} : Tenseur des contraintes
c : Coefficient de reprise de la neige (SU).

d : épaisseur de la couche limite (m).
 h : Coefficient de viscosité cinématique (m^2/s)
 j : angle de frottement interne (rd).
 K : Coefficient de dissipation turbulente (m/s^2).
 λ_l : Coefficient de frottement laminaire (Ns/m^3).
 λ_τ : Coefficient de frottement turbulent (Ns^2/m^4).
 l_v : Coefficient de dissipation visqueuse (SU).
 m : Coefficient de viscosité dynamique (Ns/m^2).
 m' : Second coefficient de viscosité dynamique (fluide bivisqueux) (Ns/m^2).
 r : Masse volumique du milieu considéré (kg/m^3).
 r_o : Masse volumique du milieu considéré à un instant initial (kg/m^3).
 t : Contrainte de cisaillement (N/m^2).
 t_c : Contrainte de cisaillement critique (correspondant à la rupture du manteau neigeux) (N/m^2).
 t_o : Contrainte de cisaillement indépendante du vecteur vitesse (N/m^2).
 x : Coefficient de frottement solide (coefficient de Coulomb) (SU).
 y : Angle de la pente du terrain naturel (rd).

II Symboles liés aux propriétés acoustiques de la neige

$\left(\frac{\partial A}{\partial B}\right)_C$: dérivée partielle de A par rapport à B en considérant la variable C comme constante.

$\bar{}$: Valeur conjuguée du complexe A.
 c : Vitesse su son (m/s).
 C_p : Coefficient de chaleur massique à pression constante (J/kg).
 C_v : Coefficient de chaleur massique à volume constant (J/kg).
 D : Taille normalisée des grains de glace (SU).
 d : Densité (SU).
 E : Module d'Young (Pa).
 F : Distance libre normalisée entre grains (SU).
 f : Fréquence (Hz).
 h : Porosité (SU).
 h_a : Porosité acoustique (SU).
 HP : Haut-parleur.
 J_i : Fonction de Bessel d'ordre i .
 K : Coefficient de compressibilité (Pa).
 k : Vecteur d'onde $k = a + i\frac{w}{c}$ (1/m).
 k' : Coefficient de structure (SU).
 K_{th} : Coefficient de conductivité thermique ($Nms/^\circ K$).
 k_{th} : Vecteur d'onde calculée à partir d'un modèle de propagation d'une onde acoustique (SU).
 λ : Longueur d'onde (m).
 l : Longueur de l'échantillon (m).
 mic : Microphones
 p : Fluctuation de la pression autour de p_o (Pa).
 $P(x,f)$: Transformée de Fourier de la pression p exercée par un bruit blanc
 p_i : Fluctuation de pression exercée par l'onde incidente (Pa).
 p_o : Pression lorsque le milieu considéré est au repos (Pa).

Pr : Nombre de Prandtl ($= \frac{n}{n_{th}}$).
 p_r : Fluctuation de pression exercée par l'onde réfléchie (Pa).
 p_t : Fluctuation de pression exercée par l'onde transmise à travers l'interface entre deux milieux (Pa).
 p_t : Pression totale (Pa).
 q : Coefficient de tortuosité ($q^2 = k'$).
 r : Coefficient de réflexion d'une onde incidente normale à la surface considérée (SU).
 r' : Rayon équivalent moyen des pores de la neige assimilés à des tubes (m).
 r'_p : Rayon équivalent moyen des pores de la neige considérés comme non parfaitement cylindriques (m).
 R^2 : Coefficient de détermination (SU).
 ρ : Masse volumique (kg/m^3)
 $Re(A)$: Partire réelle de A.
 $|A|$: Module de A.
 s : Variation d'entropie ($Nm/^\circ K$).
 s_p : Coefficient de forme (SU).
 T : Température ($^\circ K$).
 t : Temps (s).
 TEL : Teneur en eau liquide (SU).
 T_o : Température du milieu au repos ($^\circ K$).
 V : Volume (m^3)
 v : vitesse du fluide le long de l'axe de propagation de l'onde acoustique (m/s).
 W : Impédance caractéristique du milieu, normalisée par rapport à l'impédance caractéristique de l'air (SU).
 W_{th} : Impédance caractéristique normalisée calculée à partir d'un modèle de propagation d'une onde acoustique (SU).
 ϕW : phase de W
 Z : Impédance normale spécifique, normalisée par rapport à l'impédance caractéristique de l'air (SU).
 Z_c : Impédance normale spécifique normalisée à la surface d'un échantillon placé dans un tube, contre un piston fermant une extrémité du tube(SU).
 Z_o : Impédance normale spécifique normalisée à la surface d'un échantillon placé dans un tube, à une distance connue du piston fermant une extrémité du tube (SU).
 a : Coefficient d'atténuation (1/m).
 b : Partie imaginaire du vecteur d'onde (rd/m).
 e : Rapport entre le rayon du tube et l'épaisseur de la couche limite de viscosité (SU).
 g : Rapport des chaleurs massiques (SU).
 φ : potentiel des vitesses (1/s).
 φ_o : potentiel des vitesses à l'instant $t=0$ (1/s)
 n : Coefficient de viscosité cinématique (m^2/s)
 n_{th} : Coefficient de conduction thermique à volume constant (m^2/s)
 r : Fluctuation de la masse volumique autour de r_o (kg/m^3).
 r_o : Masse volumique lorsque le milieu considéré est au repos (kg/m^3).
 rt : Masse volumique réelle du milieu (kg/m^3).
 s : Perméabilité du matériau à l'air (Ns/m^4)
 w : Coefficient d'impulsion ($=2\pi f$ (rd/s).
 y_o : Module du potentiel des vitesses (1/s).
 $\Delta\phi$: Phase du coefficient de réflexion r (rd).

I. Études préalables à l'instrumentation d'un site

I Études préalables à l'instrumentation d'un site

Introduction

L'instrumentation d'un site est une opération lourde, sur le plan financier que, technique et de la mise en oeuvre. Il faut donc chercher à limiter les modifications à apporter après la réalisation d'un projet initial. La meilleure méthode est de définir le plus précisément possible les objectifs à atteindre à savoir :

- a) *Préciser le type d'avalanche que nous voulons étudier.*
- b) *Définir les paramètres à mesurer.* Une campagne de mesures peut avoir deux finalités. La première est de chercher à mieux cerner le phénomène pour construire un modèle. La seconde est de partir d'un modèle, puis de le valider. En fait, ces finalités ne peuvent être dissociées. Sans hypothèses, donc sans modèle initial, le risque est grand de se disperser en faisant des mesures soit peu utiles, soit difficiles à exploiter par la suite car incomplètes. Par contre, le risque de partir d'un modèle pour le confronter à la réalité est d'envisager une campagne de mesures in situ uniquement pour estimer la valeur des différents coefficients du modèle. Cette approche empêche de prendre le recul nécessaire à la compréhension globale du phénomène. Nous nous sommes donc attachés à faire les mesures qui sont utilisables :

- soit pour ajuster des paramètres de calage (qui sont essentiellement des coefficients de dissipation)
- soit pour vérifier des hypothèses des modèles.

La connaissance des principaux modèles ainsi que de leurs hypothèses est donc indispensable pour établir la liste des paramètres à mesurer.

- c) *Retenir les paramètres qui nous semblent les plus intéressants*, tout en recherchant une complémentarité avec les expériences de nos partenaires européens (Autriche, Espagne, Italie, Norvège, Suisse). Nous avons donc fait le point sur l'état d'avancement dans le domaine des expérimentations in situ afin de ne pas reproduire ce qui pourrait déjà être fait ou pourrait se faire actuellement à l'étranger.
- d) *Définir ce que devrait être un site expérimental.*

Tous ces points font l'objet de cette première partie.

I.1 Définition d'une avalanche dense

I.1.1 Définition

Tout mouvement rapide (> 1 m/s) d'une masse de neige sur une pente peut être considéré comme une avalanche. Cette définition regroupe un nombre important de types d'écoulement. Chaque type a un ou plusieurs noms dont la signification peut varier d'un pays à l'autre et même avec l'origine de la personne qui l'emploie (scientifique, technicien, montagnard). Pour définir une avalanche dense, nous avons utilisé, parmi toutes celles proposées ([Roch,1961], [Mellor,1968], et [Rey,1986]), la classification morphologique établie par la Commission Internationale sur la Neige et la Glace et retenue par l' UNESCO [Quervin de, Crecy de, Lachapelle, Losev et Shoda, 1973]. Cette classification se réfère aux propriétés et à l'apparence de l'avalanche ainsi qu'à sur la morphologie de son écoulement sur chaque partie de son parcours. En effet, un site avalancheux est constitué :

- d'une zone de départ où se trouve la neige dont la mise en mouvement est à l'origine de l'avalanche,
- d'une zone d'écoulement où la neige peut être déposée ou reprise par l'avalanche,
- d'une zone d'arrêt ou de dépôt où l'avalanche est en phase de décélération permanente, jusqu'à son arrêt total.

Selon cette classification, nous considérons que les avalanches sont des écoulements denses lorsqu'il n'y a pas formation d'aérosol dans la zone d'écoulement. Ainsi, le mode de rupture initial du manteau neigeux, la position de la surface de glissement, la teneur en eau liquide de la neige, (ce paramètre sera défini dans le chapitre III.1 consacré à la neige), la topographie du site (versant ou couloir) dans la zone d'écoulement et la nature de la neige déposée dans la zone de dépôt n'interviennent pas dans cette classification.

Toutefois, nous ne considérons pas, par la suite, comme avalanche dense, le glissement d'une plaque dont le dépôt dans la zone d'arrêt est constitué essentiellement de blocs angulaires.

Enfin, si l'écoulement est mixte, ce qui signifie que l'avalanche développe un aérosol au-dessus d'un écoulement dense, nous considérons que la dynamique de cette partie est identique à celle d'une avalanche dense.

Enfin, pour compléter cette présentation, nous devons définir ce qu'est le front d'une avalanche. Il représente l'ensemble des points de discontinuités à l'avant de l'écoulement. Sa vitesse peut être complètement différente de celle de la neige composant l'avalanche. Pour les aérosols, elle peut dépasser 100 m/s ce qui est considérable si nous la comparons à la vitesse de chute libre dans l'air, d'une particule de glace soit 30m/s environ.

Mais si il est admis actuellement que le front et les particules de neige formant un aérosol ont une dynamique différente, ce n'est pas le cas des avalanches denses. En effet, la vitesse du front, qui dépasse rarement 35m/s, peut être soit liée étroitement à la quantité de neige reprise pendant l'écoulement (ressaut mobile) soit au contraire avoir la même vitesse que la neige formant l'avalanche. Aujourd'hui, la seconde hypothèse est la plus fréquemment

admise. Ce problème sera discuté au paragraphe I.3.1, lorsque nous récapitulerons l'ensemble des hypothèses des différents modèles d'avalanches denses.

I.1.2 Remarques

La définition précédente, basée sur les aspects morphologiques, peut susciter deux remarques :

- a) Pourquoi la masse volumique de l'avalanche n'est-elle pas prise en compte alors que cette notion est reprise dans le nom générique (avalanche *dense*) ?

Cette notion intervient lorsqu'on compare la densité du milieu formant l'aérosol ($< 0,01$) à celle du milieu formant la partie dense de l'écoulement ($> 0,1$).

Mais il serait dangereux de faire avec ce critère une distinction plus fine entre les différents écoulements. Car, si on connaît la densité de la neige avant sa mise en mouvement puis dans la zone de dépôt de l'avalanche, on ne peut se prononcer sur celle de la neige en mouvement et encore moins sur celle du milieu qui s'écoule, mélange de "*boules*" de neige et d'air. Ainsi, des avalanches dont la neige mise en mouvement dans la zone de départ avait une faible densité, proche de 0,1 et déposant dans la zone d'arrêt des boules de densité bien plus élevée ($> 0,2$) ont pu être observées.

- b) Pourquoi vouloir établir une distinction entre les différents types d'avalanches pour l'étude de leur dynamique ?

Bien que la différence morphologique soit évidente entre avalanches avec ou sans aérosol, elle l'est également entre une avalanche constituée au départ d'une neige sèche et légère et celle constituée d'une neige très humide. Nous pourrions alors discuter sur la taille des *boules* formant le corps de l'avalanche. Elle peut varier du millimètre (échelle des cristaux de neige) dans le cas d'un aérosol, au mètre (échelle des *boules* apparentes dans une avalanche de neige saturée en eau). Tous les états intermédiaires entre ces deux cas extrêmes sont ensuite envisageables.

Comme nous le verrons dans le chapitre suivant, de nombreux chercheurs ne font pas de distinction fondamentale entre les avalanches produisant ou non un aérosol. Il est exact que toute avalanche peut être considérée dans sa phase de départ, comme une avalanche dense qui développe ou non, par la suite, un aérosol (Vitesse critique atteinte, présence d'une barre rocheuse qui peut provoquer une mise en suspension de la neige...).

Mais d'autres chercheurs, et en particulier ceux de la Division Nivologie du CEMAGREF, s'ils ne nient pas les remarques précédentes, ont préféré dissocier ces deux types d'écoulements avalancheux extrêmes. Cette approche permet de simplifier les problèmes. Il faudra vérifier par la suite si l'étude de la dynamique des avalanches nécessite ou non une classification entre ces

mécanismes et si celle basée sur des critères morphologiques est judicieuse. On peut effectivement envisager une classification des avalanches (mais uniquement dans le but scientifique d'étudier leur dynamique) basée sur les caractéristiques de la neige, en particulier ses propriétés rhéologiques. Mais dans ce cas doit-on considérer celles de la neige mise en mouvement ou celles du milieu qui s'écoule ? Nous revenons aux mêmes interrogations soulevées par le critère de densité.

Pour conclure avec ces remarques, nous dirons que l'état actuel des connaissances dans ce domaine ne permet pas de trancher. Seul, un échange permanent entre les expériences de laboratoires, les observations et mesures de terrain et les différentes modélisations de ces phénomènes, devrait permettre d'avancer. Nous ne retiendrons donc que la classification morphologique.

Dans la suite de ce rapport, nous nous intéresserons uniquement aux travaux portant, soit sur le phénomène avalancheux dans sa globalité (modélisation unique) soit sur les avalanches denses selon la définition du paragraphe précédent. Nous n'aborderons pas ceux portant sur la dynamique d'un aérosol.

I.2 Présentation des modèles

Il existe un grand nombre de modèles physiques sur la dynamique des avalanches. Nous n'avons pas la prétention d'en présenter ici une liste exhaustive. Nous rappellerons les principaux types de modèles, leurs hypothèses, et les paramètres qu'ils utilisent. Nous n'aborderons que les aspects physiques et exclurons donc les aspects numériques.

Pour tous les modèles, les inconnues sont, en un point et un instant donnés :

- les 3 composantes u , v , w du vecteur vitesse d'un volume élémentaire du milieu en mouvement,
- la densité moyenne de cet élément de volume,
- la pression dans le cas d'un fluide homogène et plus généralement les contraintes normales aux surfaces de contact,
- la température.

Seules, les cinq premières inconnues sont recherchées. Pour cela, tous les auteurs utilisent les quatre équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement pour un milieu continu. Le système est ensuite fermé soit grâce à des hypothèses portant sur ces inconnues, soit par la proposition d'une loi d'état empirique.

La température reste toujours une inconnue. Son calcul nécessiterait l'utilisation de la troisième équation de conservation (conservation de l'énergie totale). Or, il semble très difficile d'estimer les échanges de chaleur entre l'avalanche et l'extérieur ainsi que la connaissance des règles de transfert entre énergie cinétique, énergie potentielle, et énergie interne pendant l'écoulement. celui-ci est donc toujours considéré comme isotherme.

Les différents modèles considèrent que le corps de l'avalanche est :

- un point matériel de masse variable,
- un fluide visqueux,
- un fluide granulaire.

A terme, l'objectif de notre travail est de déterminer le domaine de validité de ces modèles, afin de pouvoir les utiliser dans des applications concrètes. Aussi, nous avons préféré présenter ces différents modèles suivant l'importance de leur utilisation actuelle (voir tableau I.1)

Cet ordre, qui est également chronologique, permet de ne pas sous-estimer l'importance des modèles les plus simples qui sont les plus utilisés et ont donc été les plus confrontés à la réalité, par rapport aux modèles plus théoriques. Ces derniers correspondent à des hypothèses physiques plus fines mais dont la validité des résultats n'est pas encore établie et nécessite des mesures de terrain.

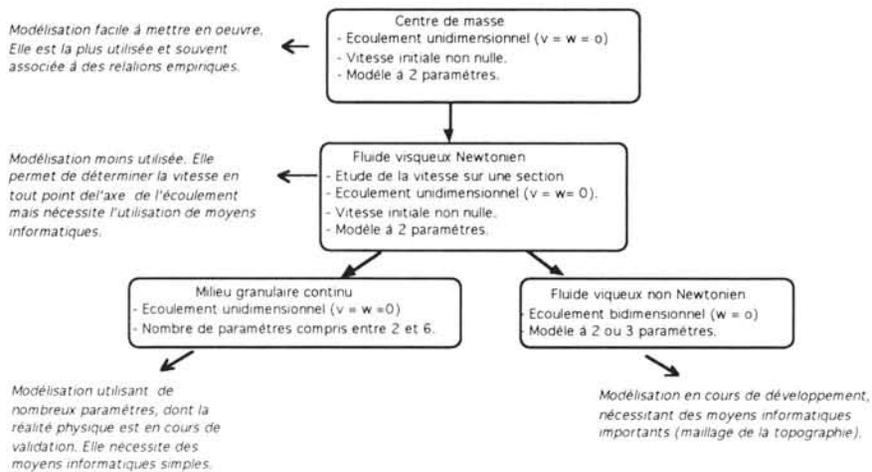


Tableau I.1 Les différents types de modèles .

I.2.1 L'avalanche est un solide

Ce sont les Soviétiques qui les premiers ont tenté de modéliser les avalanches, en utilisant la loi fondamentale de la mécanique ([Goff and Otten, 1938]; [Sulakvelidze, 1949]; [Tushinskii, 1960]; [Kozik, 1962]). Ces auteurs n'ayant publié qu'en russe, nous nous sommes basés sur un article d'Eglit [Eglit, 1984] traduit en anglais, pour en présenter les principales caractéristiques.

a) Les hypothèses

Les hypothèses de ce modèle unidimensionnel sont :

- 1) L'avalanche est un solide indéformable.
- 2) La neige reprise est répartie uniformément dans le corps de l'avalanche (semblable à une boule qui, en roulant, incorpore une couche de neige). Il n'y a pas de dépôt de neige possible en dehors de la zone d'arrêt.
- 3) La masse de neige reprise est proportionnelle à la vitesse, et uniformément répartie sur un tronçon de pente.
- 4) Le mouvement est considéré comme stationnaire.

b) Les équations

La vitesse de l'avalanche (coïncidant avec celle de son centre de masse) est calculée à partir de la loi fondamentale de la mécanique :

$$M \frac{du}{dt} = Mg \sin(\psi) - f_1 - f_2 \quad (1.1)$$

u : composante du vecteur vitesse le long de l'axe de déplacement du centre de masse de l'avalanche

M : masse totale de l'avalanche

ψ : angle de la pente

Avec :

f_1 : force de friction (frottement solide type Coulomb)

$$f_1 = \xi Mg \cos \psi + M \frac{u^2}{R_{\text{courb}}} \quad (1.2)$$

ξ : coefficient de Coulomb

R_{courb} : rayon de courbure

f_2 : somme de toutes les autres forces de résistance.

Selon Kozik,

$$f_2 = q_1 u^2 + q_2 u^2 + cB \quad (1.3)$$

B : largeur de l'avalanche

$q_1 u^2$: force de résistance due à la reprise de la neige (ou de blocs) pendant l'écoulement. q_1 est donc équivalent à la masse de neige reprise par unité de largeur.

$q_2 u^2$: force de résistance exercée par l'air. q_2 dépend donc du volume de l'avalanche et même de la densité de l'air.

cB : force de cohésion entre la neige en mouvement et la surface de glissement. c est un coefficient qui caractérise les propriétés de cette surface. Il permet d'introduire un second terme indépendant de la vitesse. et fonction de la qualité de la surface (rugosité) alors que le premier terme dépendrait plutôt des caractéristiques de la neige, comme pour le modèle de Voellmy (voir paragraphe suivant).

Selon d'autres auteurs, [Goff and Otten, 1938], [Sulakvelidze, 1949], les deux premiers termes de f_2 sont proportionnels à u et non pas à u^2 , sans justification particulière. En fait, comme pour tous les modèles proposés, la force de résistance f_2 est de la forme :

$$f_2 = \sum_0^n a_n u^n$$

La différence entre les auteurs vient de l'interprétation physique des coefficients a_n

Nous avons donc une équation et deux inconnues : u et M .

Pour fermer ce système, Kozik propose la loi suivante [Kozik, 1962] :

$$\frac{dM}{dt} = q_1 u \quad (1.4)$$

c) Les données nécessaires et les différents coefficients utilisés

Ces données et ces coefficients sont :

- Les valeurs de R_{courb} , ψ .
- Les dimensions de l'avalanche : largeur (B), et même le volume pour déterminer le coefficient q_2 .
- Les caractéristiques du manteau neigeux et la topographie du site pour déterminer q_1 et c.
- La valeur des coefficients c, q_1 , q_2 et ξ .

Ils sont déterminés à partir des données précédentes et d'un ajustement basé sur des observations, en particulier la vitesse du front de l'avalanche (considérée comme identique à celle du centre de masse) et de la distance d'arrêt de l'avalanche.

Selon la topographie de la zone d'écoulement, des hypothèses sont faites sur le coefficient q_1 .

Pour les avalanches canalisées (dites de couloir), Kozik suppose que la masse de l'avalanche est constante sur un tronçon ($q_1=0$). L'équation (2) est de la forme :

$$\frac{du}{dt} = a - bu^2 \quad (1.5)$$

avec a et b deux coefficients constants :

$$a = g \sin(\psi) - \xi g \cos \psi - \frac{cB}{M}$$

$$b = \frac{1}{R_{\text{courb}}^2} + \frac{q_2}{M}$$

On en déduit alors la vitesse limite rapidement atteinte par l'avalanche sur le tronçon :

$$u_{\text{lim}} = \sqrt{\frac{a}{b}}$$

L'avalanche peut s'arrêter sur un tronçon pour lequel $a < 0$ (ce qui correspond à une faible pente). La distance d'arrêt d est alors donnée par :

$$(1.5) \text{ écoulement stationnaire} \Rightarrow \frac{1}{2} \frac{du^2}{dx} = a - bu^2$$

$$\Rightarrow x = \frac{1}{2b} \ln\left(\frac{a - bu_0^2}{a - bu^2}\right)$$

$$d = \frac{1}{2b} \ln \left(1 - \frac{bu_0^2}{a} \right) \quad (1.6)$$

x : abscisse selon ox .

u_0 : vitesse limite atteinte par l'avalanche avant d'entrer dans la zone d'arrêt

Pour les avalanches non canalisées (dites de versant), Kozik suppose au contraire que la variation de la masse est très importante, tout en conservant une même forme géométrique. Il pose alors, dans la zone d'écoulement :

$$b = \frac{1}{L+x} \quad (1.7)$$

L : longueur initiale de l'avalanche

Cette égalité correspond au cas où la reprise est maximale [Kozik, 1962].

Pour ces avalanches de versant, dont la masse peut augmenter de façon infinie, la notion de vitesse limite dans la zone d'écoulement n'existe plus.

L'auteur propose une formule approximative pour la distance d'arrêt :

$$d = \frac{1}{\frac{2a}{u_0^2} + L} \quad (1.8)$$

$\frac{v_0^2}{2a}$: distance d'arrêt de l'avalanche lorsque $b=0$ ($q_1 + q_2 = 0$)

d) Conclusion

L'assimilation d'une avalanche à un solide déformable de masse variable a été le premier type de modèle développé. Les auteurs n'ont pas cherché à traduire la réalité physique du phénomène mais plutôt à établir un outil permettant d'obtenir des ordres de grandeurs de vitesse et de distance d'arrêt. Nous ne discuterons donc pas la réalité physique des hypothèses. Fonctionnant comme une boîte noire, sa fiabilité repose essentiellement sur la qualité de son ajustement à des avalanches observées. Malheureusement, nous disposons de peu d'informations sur ce travail.

Toutefois, si les calculs sont très simples (il a été développé avant l'avènement de l'informatique), ce modèle est très difficile à utiliser. Le nombre des données à fournir et leur nature (dimensions de l'avalanche, résistance exercée par la neige reprise) en font un outil utilisable essentiellement avec une bonne connaissance de l'avalanche à étudier.

Plus récemment, d'autres auteurs ont proposé d'étudier la dynamique des avalanches à partir de celle des particules la composant [Perla, 1984]. Ce modèle est également unidimensionnel. A son origine, l'avalanche est un ensemble de 10^2 à 10^3 particules mises en mouvement simultanément. Pendant l'écoulement, certaines particules peuvent se déposer, d'autres se mettre en mouvement. Chaque particule a une masse variable et est soumise à

des forces de résistances dont la somme f_2 est de la forme :

$$f_2 = a + bu + cu^2$$

a : force de frottement type Coulomb,

bu : force de résistance "aléatoire" due à la collision entre les particules.

Le rapport $\frac{b}{M}$ pourrait être considéré comme un terme de fréquence de collisions,

cu² : somme des forces de résistance dues à la reprise de la neige et du frottement de l'air.

Sauf pour le second terme bu, nous retrouvons donc les mêmes interprétations physiques que pour les premiers modèles présentés ci-dessus. Ces deux modèles deviennent d'ailleurs très proches lorsque **Perla** fait l'hypothèse que la dynamique d'une particule correspond à celle du centre de masse de l'avalanche lorsque les interactions entre particules sont négligeables (b=0).

L'originalité de ce modèle est qu'il fait intervenir une donnée probabiliste et ne considère pas le corps de l'avalanche comme un milieu continu, a priori. Par la suite, Gubler reprendra cette idée [**Gubler, 1989**].

Aujourd'hui, ces modèles sont peu d'actualité. On préfère utiliser la mécanique des fluides qui tient compte des caractéristiques internes du milieu en mouvement en introduisant les notions de dissipation visqueuse ou/et turbulente. Cette nouvelle approche permet également, lorsqu'elle ne porte pas seulement sur la dynamique du centre de masse, d'obtenir des informations sur le gradient de vitesse au sein de l'avalanche, en fonction des variables de temps et d'espace, que les modèles précédents ne pouvaient donner.

1.2.2 L'avalanche est un écoulement fluide

Chronologiquement, les premiers travaux ayant utilisé cette nouvelle notion [**Voellmy, 1955**] étaient très proches de ceux présentés au paragraphe précédent. Le mouvement de l'avalanche était pris équivalent à celui du centre de masse d'un fluide visqueux s'écoulant en régime turbulent et soumis à des forces de frottement solide. Ce modèle a été peu à peu amélioré [**Salm et Gubler, 1990**], [**Cheng et Perla, 1979**].

D'autres modèles, plus proches de la mécanique des fluides, ont été proposés [**Brugnot et Pochat, 1981**], [**Dent, 1982**], considérant l'avalanche comme l'écoulement d'un fluide visqueux dont la dynamique serait déterminée par les équations de Navier Stokes.

Les modèles de type Voellmy étant très utilisés, nous allons commencer par en rappeler les principales caractéristiques.

1.2.2.1 Les modèles de type Voellmy

1.2.2.1.1 Le modèle initial de Voellmy

a) Les hypothèses

Ce modèle unidimensionnel suppose que :

- L'écoulement est stationnaire.
 - Tous les points situés dans l'écoulement ont la même vitesse (comportement d'un solide). Les équations sont rapportées au centre de masse
- Toutefois, Voellmy fixe le profil des vitesses à l'intérieur de l'écoulement selon l'axe oz (voir schéma n°1) et le prend identique à celui mesuré dans les tempêtes de sable, à savoir :

$$u(y) = U \left(\frac{4}{3} - \left(\frac{h-z}{h} \right)^2 \right) \quad (1.9)$$

avec U : vitesse du centre de masse G .

- La masse volumique du milieu est constante.
- La pression dans l'écoulement est constante.
- La turbulence apparaît dès que la vitesse de l'écoulement est supérieure à 1 m/s.
- La hauteur de l'écoulement, h , est constante.

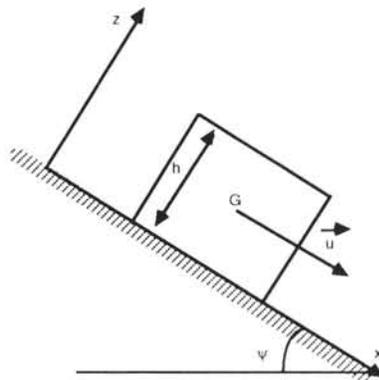


Figure I.1 Avalanche en régime stationnaire, selon Voellmy

b) Les équations

N'ayant qu'une seule inconnue par tronçon, $u(x,t)$, la composante selon x du vecteur vitesse du centre de masse G de l'avalanche, il suffit d'une seule

équation pour la calculer : celle de la loi fondamentale de la dynamique appliquée centre de masse de l'avalanche.

$$\rho \frac{du}{dt} = \rho g \sin \psi - f_1 - f_2 \quad (1.10)$$

avec :

f_1 : somme des forces de frottement par unité de volume

$$f_1 = \xi \rho g \cos \psi \quad (1.11)$$

ξ : Coefficient de frottement type Coulomb qui ne dépend que des propriétés de la neige.

Ce terme, indépendant de la vitesse, bien que surprenant dans un modèle hydraulique, a été introduit par Voellmy pour que la neige ne puisse se mettre en mouvement (ou s'arrêter) qu'à partir d'une pente limite.

f_2 : forces de résistance par unité de volume

$$f_2 = \frac{\rho g}{Kh} u^2 \quad (1.12)$$

Avec

K: coefficient de frottement turbulent.

f_2 est à rapprocher de la formule de Chezy donnant aux forces de frottements f_{frot} , pour l'hydraulique fluviale, l'expression suivante :

$$f_{\text{frot}} = \frac{\rho g}{C^2 R_h} u^2$$

C: coefficient de Chezy

R_h : rayon hydraulique

Ce modèle a pour objectif de déterminer la vitesse limite pouvant être atteinte par l'avalanche sur une pente :

$$u^2_{\text{lim}} = Kh(\sin \psi - \xi \cos \psi) \quad (1.13)$$

Voellmy considère que cette vitesse est rapidement atteinte sur chaque tronçon.

Pour les avalanches denses, Voellmy propose une relation simple pour estimer la masse volumique et la hauteur de l'écoulement à partir des caractéristiques de la partie du manteau neigeux mise en mouvement (signalées par l'indice o) :

$$\rho = \rho_o$$

$$h = 2,6 h_o \quad (1.14)$$

Par contre, pour calculer la distance d'arrêt, Voellmy utilise des relations empiriques. Il suppose que dans la zone d'arrêt, la variation de hauteur Δh de l'écoulement augmente linéairement avec la distance (voir schéma n° 2). Il considère également que la masse de l'avalanche par unité de largeur est

donnée par :

$$M = \rho L_f \left(h_0 + \frac{\Delta h}{2} \right) \quad (1.15)$$

Cette égalité signifie que l'avalanche à l'arrêt (c'est à dire le dépôt de neige) utilise toute la zone d'arrêt.

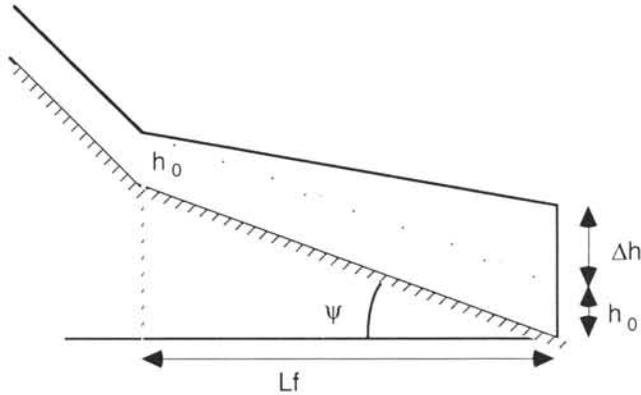


Figure 1.2 : Représentation du dépôt de neige dans la zone d'arrêt.

Voellmy utilise alors le théorème de l'énergie cinétique appliqué à un point matériel, qui précise que la variation d'énergie cinétique est égale au travail des forces extérieures. Toutefois, il ne prend en compte que le travail du poids de l'avalanche. Il en déduit que :

$$\Delta h = \frac{u_0^2}{2g} \quad (1.16)$$

V_0 étant la vitesse du centre de masse à l'entrée de ce tronçon. Cette égalité signifie que toute l'énergie cinétique est transformée en énergie potentielle (pas de dissipation)

Enfin, il suppose que $h_0 \ll \Delta h$ et obtient avec de telles hypothèses une estimation de la distance d'arrêt :

$$d = \frac{u_0^2}{2g (\xi \cos \psi - \tan \psi)} \quad (1.17)$$

c) Les différents paramètres et coefficients du modèle :

- L'angle ψ de la pente
- L'épaisseur de l'écoulement et du manteau neigeux

Les coefficients à ajuster sont :

- Le coefficient de frottement type solide, ξ , qui dépend de la neige. Il tient compte également de la densité de la neige qui n'intervient pas directement dans les équations (voir les tables [Salm et Gubler, 1990]).

- Le coefficient de frottement turbulent K qui dépend de la rugosité du sol.

d) Conclusion

Ce modèle est très proche des modèles présentés précédemment. En effet, l'avalanche est considérée finalement comme un solide, indéformable sur chaque tronçon. Les seules différences viennent de la proposition de **Voellmy** sur le profil des vitesses à l'intérieur de l'écoulement et de l'interprétation physique de la force de résistance proportionnelle à u^2 . Il peut être considéré comme un modèle intermédiaire entre les modèles précédents issus de la mécanique des solides et ceux provenant de la mécanique des fluides.

Il a été établi dans la même perspective que les modèles Soviétiques : fournir un outil aux techniciens. Les hypothèses sont nombreuses et peuvent paraître arbitraires, en particulier pour la détermination de la distance d'arrêt. Ce modèle doit être utilisé comme une "boîte noire" et il ne faut pas chercher des correspondances trop fines avec la réalité physique du phénomène. Son objectif est essentiellement de donner la vitesse limite de l'écoulement et la distance d'arrêt. Comme le précédent, il ne tient pas compte des conditions nécessaires à la mise en mouvement de la neige dans la zone de départ. Il est plus facile à utiliser que le précédent (car il nécessite moins de paramètres) mais également plus sommaire (écoulement infiniment large, pas de reprise de neige, et le rayon de courbure du profil en long est négligé). La parution des travaux de Voellmy fut le point de départ de toutes les recherches sur la dynamique des avalanches hors de l'URSS. Profondément modifié (voir paragraphes suivants), tout en restant un outil très simple, il est devenu le modèle le plus utilisé et certainement celui dont les coefficients ont pu être ajustés sur le plus grand nombre de cas.

1.2.2.1.2 Les modèles dérivant du modèle de Voellmy

Les principaux sont :

- le modèle canadien
- le modèle suisse

a) Le modèle Canadien [Perla, 1980], [Cheng, 1979]

Ce modèle est souvent cité mais n'apporte rien de nouveau, sur le plan de la physique, aux modèles précédents. Il considère l'avalanche comme un point matériel ayant une masse M . Nous retrouvons ainsi la même équation que celle proposée par Kozik en (1.5). Toutefois, le coefficient de proportionnalité avec le carré de la vitesse a la même signification que celle donnée par Voellmy (frottement turbulent). On retrouve alors, pour les calculs de la vitesse limite sur un tronçon et de la distance d'arrêt, les mêmes expressions que celles proposées par le modèle de Kozik pour les avalanches canalisées. L'intérêt de ce modèle est surtout lié au fait qu'il est l'un des premiers à utiliser des techniques de calcul numérique.

b) Le modèle Suisse [Salm et Gubler, 1990]

Ces modèles complètent celui de Voellmy.

Le modèle VSG (Voellmy-Salm-Gubler) [Salm et Gubler, 1990] reprend les mêmes hypothèses que celui de Voellmy. Toutefois, il introduit une nouvelle notion : celle des conditions initiales. Dans les modèles précédents, la hauteur de neige h_0 mise en mouvement dans la zone de départ était fixée arbitrairement. Ici, les auteurs définissent cette condition initiale en fonction de critères climatologiques statistiques, de l'altitude et d'un facteur d'angle qui dépend des caractéristiques de la neige. Nous n'approfondirons pas cet aspect qui sort du contexte de notre étude.

A partir de cette analyse sur h_0 , les auteurs obtiennent le débit de neige Q_0 à la sortie de la zone de départ, qui sera conservé pendant tout l'écoulement. Un traitement numérique permet de calculer la vitesse en chaque point du profil en long. Cette vitesse est prise identique à la vitesse maximale que prendrait l'écoulement sur une pente ayant la même inclinaison que la tangente au profil en long en ce point.

Un critère a également été défini pour déterminer le point de départ de la zone d'arrêt. En ce point P, la pente est telle que les forces d'inertie égalent celles des frottements solides. A l'aval, ces forces de frottement deviennent supérieures aux forces d'inertie. On détermine alors la vitesse de l'avalanche à l'entrée de la zone de dépôt en calculant la vitesse limite donnée par (1.13) sur un tronçon situé juste au-dessus du point critique et dont la longueur (appelé distance de relaxation) est prise suffisante pour que cette vitesse limite soit atteinte.

Dans la zone de dépôt, l'auteur reprend la même hypothèse que Voellmy (1.16), à savoir que la variation Δh de la hauteur du dépôt à l'arrêt de l'avalanche par rapport à la hauteur de l'écoulement au point P, h_p est proportionnelle à u^2 , mais en introduisant un nouveau coefficient de frottement interne [Gubler, 1989]:

$$h = h_p + \Delta h \quad (1.18)$$

$$\Delta h = h_p + \frac{u^2}{4g \lambda_v} \quad (1.19)$$

λ_v : coefficient de frottement interne (pris égal à 2,5 pour les calculs [Salm et Gubler, 1990])

La distance d'arrêt est alors obtenue à partir de la même expression (1.6) proposée par Kozik pour les avalanches canalisées. Pour ce calcul, l'avalanche est donc considérée comme un solide indéformable de masse constante dont la hauteur est celle donnée par l'égalité (1.19) et la vitesse initiale, celle calculée au point P.

Ce modèle est actuellement le plus utilisé. Il a fait l'objet de nombreux travaux d'ajustements [Buser et Frutiger, 1979], [Salm et Gubler, 1985].

c) conclusion

Les modèles de type Voellmy sont très proches des modèles considérant l'avalanche comme un solide. L'étude de la dynamique du mouvement est appliquée uniquement au centre de masse. La différence fondamentale vient de l'interprétation physique des forces de résistance et en particulier celle de frottement turbulent. Toutefois, une force de frottement type Coulomb a dû être introduite pour permettre la mise en mouvement (ou l'arrêt) de la neige à partir d'une pente critique.

Ces modèles permettent essentiellement l'étude de la vitesse maximale nécessaire pour estimer les contraintes que peut exercer une avalanche sur un obstacle, ainsi que l'estimation de la distance d'arrêt. Pour ce dernier paramètre, l'approche est d'ailleurs plus empirique que théorique. Bien calés, ces outils ont une grande utilité pratique. Mais ceci nécessite :

- que les valeurs des paramètres puissent être bien cernées par les utilisateurs,
- que les coefficients soient ajustés à partir de nombreuses observations,
- que cet ajustement soit vérifié sur d'autres observations non utilisées dans la procédure précédente.

A notre connaissance, seul le modèle Voellmy-Salm remplit ces conditions. L'un de ses défauts est de ne pas prendre en compte, clairement, la reprise de la neige.

Mais dans tous les cas, ces modèles, même avec de fortes améliorations sur le plan numérique, ne permettent pas d'étudier l'écoulement proprement dit de l'avalanche. Nous ne pouvons pas par exemple, estimer l'efficacité d'un ouvrage qui perturbe l'écoulement (digue déflectrice, tas freineurs...)

Les modèles basés sur les équations de Navier-Stokes permettent de répondre plus facilement aux remarques précédentes, surtout lorsqu'ils deviennent bi- ou tridimensionnels.

1.2.2.2 Les modèles basés sur les équations de Navier-Stokes

Les équations locales du mouvement sont, selon une approche eulérienne :

Conservation de la masse :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}) = 0 \quad (1.20)$$

Conservation de la quantité de mouvement :

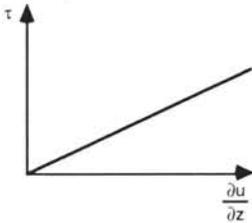
$$\rho \frac{d\vec{u}}{dt} = \rho \vec{g} - \text{grad } p - \text{div}(\vec{\tau}) \quad (1.21)$$

$\vec{\tau}$ est le tenseur des contraintes

Nous avons ainsi un système de 4 équations à 11 inconnues, p , ρ , \vec{u} (u, v, w) et $\vec{\tau}$, tenseur symétrique dont les valeurs sont supposées connues à l'instant initial et sont continues dans l'espace et le temps au cours de l'écoulement.

Pour résoudre un tel système, de nombreuses hypothèses sont nécessaires, en particulier pour exprimer le tenseur des contraintes. Les modèles peuvent alors être présentés selon leur propriétés rhéologiques.

1.2.2.2.1 Les modèles newtoniens



Un fluide est considéré comme newtonien lorsque la contrainte de cisaillement est proportionnel au taux de déformation $\frac{\partial u}{\partial z}$ (voir figure ci-contre). Les modèles supposant le fluide newtonien considèrent l'écoulement soit en régime laminaire où les dissipations visqueuses sont prédominantes, soit en régime turbulent, où la frottement turbulent domine.

a) L'écoulement est laminaire.

Ces modèles considèrent l'écoulement laminaire, rotationnel et le fluide incompressible [Lang, 1979], [Navarro, 1991]. Ce sont des modèles bidimensionnels selon les axes ox et oz , reposant sur les équations de Navier-Stokes auxquelles a été ajouté un terme de frottement de surface provenant d'une loi empirique :

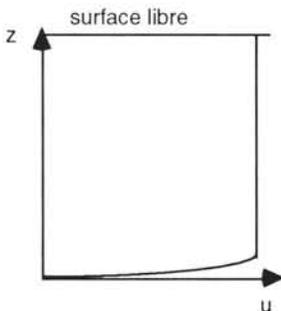
$$f = f_0 (1 + 20 \exp(-1,25u)) \quad (1.22)$$

f_0 : force de frottement statique devant être ajustée. Elle est l'équivalent de la force de frottement solide des modèles précédents. Cette force de résistance permet à l'avalanche de pouvoir s'arrêter (car un fluide newtonien ne peut s'arrêter sur une pente non nulle). Cette force de frottement diminue avec la vitesse pour peut-être vouloir traduire le fait que l'angle de frottement interne de la neige au repos est supérieur à celui de la neige en mouvement [Roch, 1980].

Ces modèles n'abordent pas le problème de la reprise de la neige et donc du front.

b) L'écoulement est turbulent

Ce type de modèle a été étudié par de nombreux auteurs [Carry et Pochat, 1978], [Bakhvalov et Eglit, 1983], [Rajar, 1983].



Tous les auteurs utilisent la valeur moyenne de la vitesse sur une section perpendiculaire à l'écoulement. Cette hypothèse s'accorde avec celle d'un régime turbulent où la vitesse peut être considérée comme constante sur une section, en dehors de la couche limite (voir schéma ci-contre). Ils utilisent alors les équations de Saint-Venant (intégration des équations locales de Navier-Stokes sur une section). Les principales hypothèses sont :

Concernant la masse volumique :

Les auteurs supposent la masse volumique du fluide est constante, hormis Pochat, qui propose une loi d'état faisant varier la masse volumique ρ en fonction de la vitesse u :

$$\rho = \frac{\rho_0}{1+\beta u} \quad (1.23)$$

ρ_0 : masse volumique de la neige au repos

Cette loi permet de faire la distinction entre la densité de la neige mise en mouvement et celle de l'avalanche composée de neige et d'air. Mais nous avons montré, à partir de mesures in situ de vitesses du front par stéréophotogrammétrie [Marco, 1986] que le coefficient β était très difficile à ajuster, pouvant varier de 1 à 23 pour une vitesse pratiquement constante sur une vingtaine de mètres et pour un dénivelée d'une dizaine de mètres.

Concernant la pression :

Tous les auteurs font l'hypothèse que la répartition de la pression sur la verticale est hydrostatique. Ceci permet une intégration sur une section perpendiculaire à l'axe de l'écoulement sans introduire de termes non linéaires.

Concernant la contrainte de cisaillement exercée au niveau de la surface de contact avec le terrain :

Elle est représentée, sur l'axe de l'écoulement ox sous une forme polynomiale en u :

$$\tau = \tau_0 + \lambda_l u + \lambda_t u^2 \quad (1.24)$$

avec

τ_0 : frottement solide de type Coulomb (= $\xi \rho g h \cos \psi$)

λ_l : coefficient de frottement laminaire (visqueux)

λ_t : coefficient de frottement turbulent

Le plus souvent, τ_0 et λ_t sont identiques à ceux du modèle de Voellmy et λ_l est souvent considéré comme nul (la dissipation visqueuse étant négligeable devant la dissipation turbulente). D'après des expériences en laboratoire, cette formulation semble être celle pouvant être ajustable le plus facilement [Dent, 1982].

Concernant la reprise de la neige:

Pochat considère le front de l'avalanche comme un ressaut mobile. Cette hypothèse permet de prendre en compte la reprise de la neige pendant l'écoulement. Le front est considéré comme perpendiculaire à la pente avec un fruit inférieur à 5 fois la hauteur de l'écoulement.

Dans un repère galiléen, ayant à l'instant considéré la même vitesse de translation que le front de l'avalanche, les équations de conservation intégrées sur la section mouillée S sont :

Bilan de masse :

$$\rho S u = u_f (\rho S - \rho_0 S_0) \quad (1.25)$$

Bilan de quantité de mouvement (en considérant $S = ah^n$)

$$\rho S (u - u_f) = \frac{g}{n+1} [Sh - S_0 h_0] \quad (1.26)$$

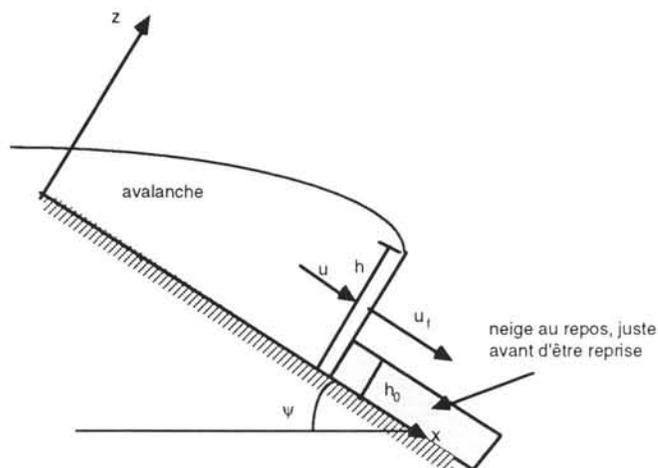


Figure 1.3 Modélisation du front de l'avalanche

La modélisation du front telle que décrite précédemment ne prend pas en compte les contraintes nécessaires à la mise en mouvement de la neige (contrainte de rupture du manteau neigeux) puisque le fluide est newtonien (contrainte de rupture nulle). Toutefois, Bakhvalov et Eglit introduisent un terme de résistance indépendant de la vitesse.

Dans tous les cas, la modélisation de la reprise de la neige nécessite, a priori, la connaissance de la quantité de neige pouvant être mise en mouvement. Cette contrainte peut difficilement être contournée. Le manteau neigeux est constitué de plusieurs strates de neige ayant des épaisseurs et des propriétés mécaniques très différentes. Nous pouvons facilement supposer que lorsque la neige appartenant à une ou plusieurs strates est mise en mouvement dans la zone de départ, ces même strates sont entraînées dans la zone d'écoulement. De plus, nous avons pu observer sur le terrain que le nombre de strates mises en mouvement peut varier le long de l'axe de l'écoulement. Il semble que la quantité de neige reprise varie en fonction de la hauteur de l'écoulement mais aussi avec la vitesse de l'écoulement.

Enfin l'hypothèse d'une interface verticale entre la neige en mouvement et la neige en place est certainement abusive. En dehors de la zone d'arrêt, les observations de terrain ont montré que la neige en place n'était pas poussée vers l'aval à l'arrivée du front. Il est certainement plus vraisemblable comme le font remarquer Pochat et Brugnot que le front commence par passer par-dessus la neige en place (alors que des observations en laboratoire montrent qu'elle est éjectée par-dessus l'écoulement pour un aérosol). Dans ce cas, comme l'indique la figure 1.4, l'hypothèse d'un front vertical ne tient plus.

L'hypothèse d'un ressaut mobile n'a pas été confirmée par des mesures de terrain [Gubler, 1987]. Certains modèles supposent plutôt une reprise sur toute ou une partie de la base de l'écoulement [Salm, 1965]. Pratiquement tous les modèles étudiés actuellement ne traitent pas le front de l'avalanche hormis les modèles dérivant de celui de Pochat [Martinet, 1992].

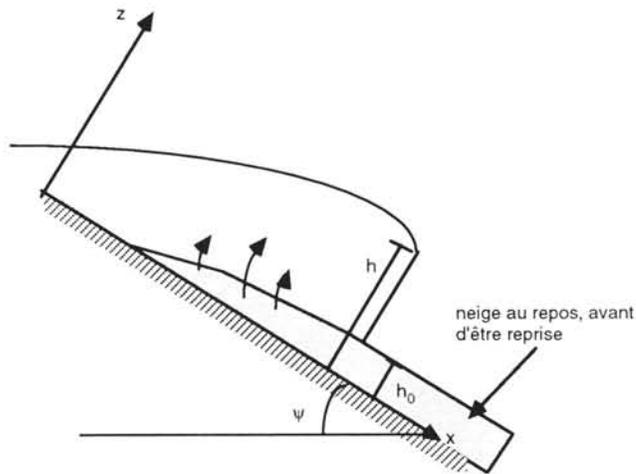


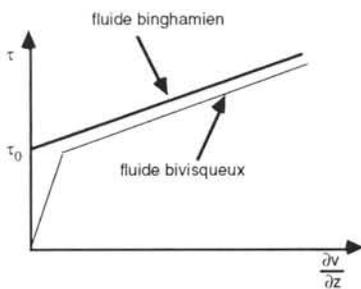
Figure I.4: Reprise de la neige en place par une avalanche dense [Brugnot et Pochat, 1980].

Les objectifs des modèles considérant la neige comme un fluide newtonien, sont très différents de ceux des modèles précédents. Ils tentent de décrire l'avalanche essentiellement dans sa zone d'écoulement établi (zone de transition). En dehors de cette zone, l'hypothèse d'un fluide newtonien est plus difficile à soutenir, en particulier dans la zone d'arrêt qui peut avoir une pente non nulle. Des expériences de laboratoire [Dent, 1982], ont montré que les coefficients étaient beaucoup plus difficiles à ajuster que dans le cas d'un fluide non newtonien.

Ces modèles ont été améliorés grâce à des techniques numériques. Elles permettent de ne plus considérer le front comme un point particulier de l'écoulement (forme conservative des équations [Vila, 1986]) et de travailler en bidimensionnel, dans le plan perpendiculaire à l'axe oz [Martinet, 1992]. Mais, sur le plan physique, c'est l'introduction de nouvelles lois de comportement qui caractérise l'évolution la plus importante.

1.2.2.2.2 Les modèles non newtoniens

Ces modèles considèrent le corps de l'avalanche comme un fluide à seuil. Le type de fluide le plus utilisé est le fluide de Bingham. Ce fluide idéal est caractérisé par le fait qu'en dessous d'une contrainte de cisaillement critique τ_0 , le fluide ne se déforme pas. Pour une contrainte supérieure à la contrainte critique, le taux de déformation varie linéairement avec la contrainte de cisaillement. La pente de la droite correspondante est le coefficient de viscosité μ du fluide.



La loi de comportement associé à ce fluide s'écrit donc :

$$\tau = \tau_0 + \mu \frac{\partial u}{\partial z} \quad \text{pour } \tau \geq \tau_0$$

comportement solide indéformable
pour $\tau < \tau_0$

Ce fluide idéal peut être approché par un fluide bivisqueux (voir figure ci-contre) dont la loi de comportement peut s'écrire sous la forme :

$$\tau = \mu \frac{\partial u}{\partial z} \quad \text{pour } \tau < \tau_0$$

$$\tau = \mu' \frac{\partial u}{\partial z} \quad \text{pour } \tau \geq \tau_0$$

Ces modèles ont deux avantages sur les précédents :

- Ils abandonnent la notion de frottement de type solide permettant de caractériser la mise en mouvement ou l'arrêt de l'avalanche à partir d'une pente critique pour un coefficient de frottement donné.

$$\begin{aligned} \text{Gravité} > \text{frottement} &\Leftrightarrow g h \sin \psi > \mu g h \cos \psi \\ &\mu < \operatorname{tg} \psi \end{aligned}$$

Ils introduisent la notion de hauteur critique h_c [Martinet, 1992] à partir de laquelle il y a rupture du manteau neigeux et écoulement.

$$\text{Gravité} > \text{frottement} \Leftrightarrow \rho g h_c \sin \psi > \tau_c$$

$$h_c > \frac{\tau_c}{\rho g \sin \psi}$$

τ_c correspond à la contrainte limite de cisaillement du manteau neigeux. Cette modélisation permet également de modéliser en tout point du trajet les flux massiques de neige (dépôt ou reprise) en fonction de la hauteur de l'écoulement et des propriétés mécaniques de la neige en place.

- Il est également justifié de considérer la vitesse comme constante sur une section. En effet, en dehors d'une zone de cisaillement en contact avec la surface de glissement où le gradient de vitesse est très important, l'écoulement d'un fluide à seuil a une vitesse quasi-constante sur toute la hauteur de l'écoulement en régime laminaire (ce qui n'est pas le cas des fluides newtoniens).

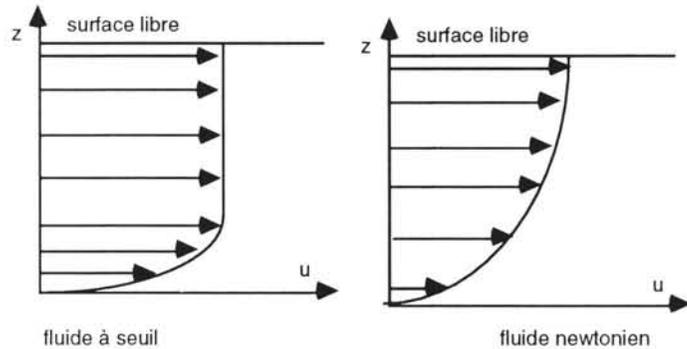


Figure 1.5 : Profil des vitesses à l'intérieur de l'écoulement d'un fluide à seuil ou d'un fluide newtonien en régime laminaire

Comme pour les modèles newtoniens, nous allons présenter ces modèles selon leur régime d'écoulement :

a) Écoulement laminaire

J.D. Dent considère l'avalanche comme l'écoulement laminaire d'un fluide incompressible [Dent, 1982]. C'est un modèle bidimensionnel dans le plan oxz . La résolution des équations de Navier-Stokes est obtenue par la méthode des éléments finis. Le front de l'avalanche n'est pas différencié. Il est considéré comme une surface libre (pas de vitesse spécifique du front). La reprise de neige est négligée. Afin de pouvoir appliquer les équations de conservation à chaque instant, l'auteur considère le fluide comme bivisqueux (voir définition ci dessus). Enfin, il considère que la pression a une répartition hydrostatique.

Les différents coefficients de ce modèle ont été ajustés et les hypothèses vérifiées à partir de mesures en laboratoire. A notre connaissance, il n'a pas été confronté à un cas réel.

b) Écoulement turbulent

Considérer l'écoulement comme turbulent est équivalent à introduire un terme proportionnel au carré de la vitesse dans l'expression de la force s'opposant à l'écoulement. La modélisation proposée par G Martinet [Martinet, 1992] reprend les hypothèses du modèle de Pochat. L'avalanche est considérée comme l'écoulement turbulent d'un fluide de Bingham incompressible. Or, cette turbulence semble contradictoire avec l'hypothèse de forte viscosité du fluide. Il faudrait alors caractériser le passage d'un régime à un autre, ce qui n'a pas encore été fait. Cet aspect sera discuté au paragraphe 1.3.1.

Ce modèle considère le front comme un ressaut mobile. La reprise de la neige en place a lieu au niveau du front et est estimée selon le critère de hauteur critique défini précédemment. Enfin, la pression a une répartition hydrostatique. Ce modèle utilise les équations de Saint Venant et a été traité à une et deux dimensions.

Le modèle unidimensionnel a été utilisé pour l'expertise de deux cas réels, l'avalanche du Boulangeard, [Charlier, Naaim, Martinet, 1990] et l'avalanche des Orres [Charlier, Naaim, 1991].

Le modèle bidimensionnel (plan oxy) permet l'étude de l'élargissement de l'avalanche en utilisant le calcul par éléments finis.

L'hypothèse de la présence d'un ressaut mobile au niveau du front sera discutée au paragraphe 1.3.1. Toutefois, pour les fluides non newtoniens, cette hypothèse a été remise en question sur le plan théorique par Salm. En 1965, il proposait un modèle beaucoup plus complet qui n'a pas été développé par la suite [Salm, 1965]. Il considérait la neige en mouvement comme un milieu visqueux ayant un angle de frottement interne φ inférieur à celui de la neige statique. A partir de ces hypothèses, et en exprimant la pression de la manière suivante :

$$p = \rho g (h-z) \operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{2} - \frac{\varphi}{2}\right) \quad (1.27)$$

Il montre alors que l'utilisation des équations du ressaut hydraulique pour le front conduit à une vitesse du front complexe, purement imaginaire, en tenant compte des effets de butée et contre butée.

Outre un terme de pression, il ajoute un terme de dissipation visqueuse :

$$f_{\text{visq}} = \eta \frac{U}{\delta} P \quad (1.28)$$

η : coefficient de viscosité cinématique

δ : épaisseur de la couche limite

P : périmètre mouillé

Il introduit également une force de résistance, due à la reprise de la neige, répartie sur toute la longueur de l'avalanche :

$$f_{\text{reprise}} = \chi S \tau_C \quad (1.29)$$

τ_C : contrainte de cisaillement de rupture du manteau neigeux

χ : coefficient de reprise (compris entre 0 et 1)

S : surface mouillée

χS représente le volume de neige déplacé par l'avalanche par unité de longueur.

Ce terme, indépendant de la vitesse de l'avalanche, est différent de celui proposé par Kozik qui le considérait proportionnel au carré de la vitesse.

A notre connaissance, les différents coefficients n'ont pas été ajustés. Ce modèle peut être considéré comme une transition entre les modèles de fluide purement visqueux et les modèles granulaires.

1.2.2.3 Conclusion

Les écoulements fluides modélisés par les équations de Navier-Stokes présentent incontestablement un réel progrès par rapport aux modèles

précédents. Bien adaptés aux écoulements denses (alors que les modèles précédents prétendent pouvoir s'appliquer à tout type d'avalanche), ils représentent de façon plus fine la dynamique de l'écoulement, en tout point et à tout instant. De plus, ce ne sont pas des boîtes noires, chacune des hypothèses pouvant être vérifiée. Ils sont facilement évolutifs et peuvent s'adapter aux connaissances nouvelles. L'un des aspects intéressants de ces modèles est le traitement bidimensionnel permettant de mieux prendre en compte les données topographiques et d'étudier la répartition spatiale de l'écoulement [Martinet, 1992]. Par contre, quelques améliorations peuvent paraître simplificatrices et cacher certaines réalités. C'est le cas notamment de la notion de hauteur critique de neige. Cette hypothèse serait séduisante, si elle permettait de limiter le nombre de coefficients inconnus grâce à une bonne connaissance de la rhéologie de la neige. Mais la difficulté vient du fait que le manteau est stratifié. La contrainte de rupture seuil va correspondre à celle de la strate la plus fragile et non pas de la neige mise en mouvement. De plus, la rhéologie de la neige en mouvement n'étant pas connue, la contrainte seuil intervenant dans la zone d'arrêt ne peut être qu'ajustée. Les différentes contraintes de rupture doivent donc être estimées par des observations.

Considérer le fluide incompressible pendant l'écoulement semble être également une hypothèse à vérifier si, comme l'annonce Dent, la contrainte seuil et la viscosité dépendent de la densité [Dent, 1982].

Enfin, la notion d'écoulement turbulent est toujours en question (voir § I.2.2.1.1)

Pour certains auteurs, cette approche n'est pas satisfaisante. Ils ont recherché une modélisation unique pour tous les types d'avalanches. En effet, l'aérosol pur ne peut exister sur tout le parcours de l'écoulement, en particulier dans la zone de départ. [Salm et Gubler, 1985], [Norem, 1986; 1989; 1991; 1992] Norem considère par exemple que l'aérosol est formé de particules arrachées à la partie dense de l'écoulement par le frottement de l'air à sa surface. Cet aérosol reste alors en amont du front de l'écoulement dense jusqu'à atteindre une masse suffisante pour avoir une dynamique propre. Pour obtenir un modèle continu pendant tout l'écoulement, la notion de fluide granulaire a été introduite. Nous présenterons dans le paragraphe suivant les modèles granulaires avec uniquement les hypothèses portant sur la partie dense de l'écoulement.

I.2.3 L'avalanche est un écoulement granulaire

I.2.3.1 Présentation des modèles

Il existe de nombreuses propositions de modélisation des avalanches denses assimilés à des milieux granulaires. Tous ces modèles font l'hypothèse qu'il existe, à la base de l'écoulement, une couche fluidifiée au sein de laquelle le gradient des vitesses est très important. Cette couche supporte un volume de neige ayant un comportement proche d'un solide. Une telle hypothèse induit un profil des vitesses selon une perpendiculaire au plan de l'écoulement proche de celui d'un fluide visqueux binghamien mais avec une vitesse de glissement qui peut ne pas être nulle. Chaque auteur propose alors des relations permettant de lier la vitesse à la hauteur de l'écoulement (variation linéaire, logarithmique...). Ces relations sont empiriques et très rarement obtenues à partir d'une loi rhéologique.

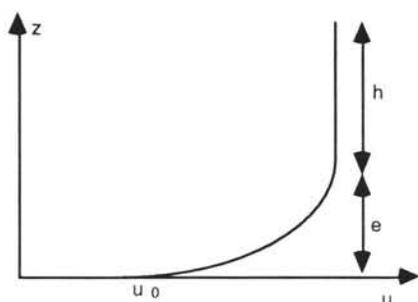


Figure 1.6 : Profil des vitesses type utilisé pour un écoulement granulaire

La différence entre ces modèles vient de la définition des particules élémentaires composant ce milieu. Lorsqu'elles sont identiques, en moyenne, sur toute la hauteur de l'écoulement, le milieu est considéré comme homogène. Lorsque la hauteur de l'écoulement est largement supérieure à la taille des particules (> 50 fois) le milieu est supposé continu [Norem, 1992 ; 2], [Lang, Nakamura et al., 1985]. Pour d'autres auteurs, les particules présentes dans la sous-couche sont très petites (de l'ordre du mm), animées de mouvements aléatoires

au sein d'un milieu non continu, comprimé par la couche supérieure. Cette dernière est composée de boules de neige pouvant avoir des diamètres supérieurs à la dizaine de centimètres. Lorsque l'épaisseur de la couche fluidifiée e est considérée comme négligeable devant celle de la couche supérieure ($e \ll h$), le corps de l'avalanche est considéré comme un milieu continu [Hutter, Savage et Noghguchi, 1989]. Par contre, lorsque e n'est pas négligeable devant h , on ne peut plus considérer le milieu comme continu et donc proposer une loi de comportement. Dans ce cas, le problème est traité en considérant les chocs entre particules [Gubler, 1989], et en tenant compte des gradients de concentration et d'énergie [Hutter, Szidarovszky et Yakowitz, 1987].

Mais ce dernier type de modélisation augmente le nombre de paramètres et il nous semble préférable de les envisager seulement lorsque le domaine d'utilisation des modèles granulaires plus simples deviendra insuffisant.

Par contre, il y a une contradiction entre les différents modèles qui considèrent l'avalanche comme un milieu continu. En effet, pour Norem, l'épaisseur de la couche supérieure ne dépend que des caractéristiques de la neige [Norem, 1992]

$$h = \frac{c}{\rho g (\sin \psi - \cos \psi b)}$$

c : cohésion de la neige

b : coefficient de frottement interne

ψ : angle d'inclinaison du terrain

Pour Hutter, l'épaisseur de la sous-couche, assimilée à une couche limite, dépend plus directement de la rugosité du terrain [Hutter, Savage et Noghguchi, 1989].

Hormis cette contradiction, les modèles sont tous unidimensionnels et utilisent les équations de conservation de Saint Venant, en assimilant la vitesse moyenne sur une section à la vitesse maximale du profil des vitesses. Leurs hypothèses sont :

- un écoulement établi (toutes les variables sont indépendantes de x et t),
- une densité constante,

- une contrainte de cisaillement τ s'exerçant à la surface de contact entre l'écoulement et le terrain de la forme : $\tau = \tau_0 + \mu u^2$

Avec :

τ_0 : Contrainte de cisaillement correspondant à un frottement de

type solide : $\tau_0 = a + bp_{\perp}$

a : cohésion du matériau

b : tangente de l'angle de frottement interne du matériau

p_{\perp} : Contrainte normale à la surface de glissement,

μ : coefficient de viscosité dynamique

u : vitesse de glissement [Norem, 1992], [Hutter, Savage et Noghguchi, 1989] ou vitesse moyenne de l'écoulement sur la section mouillée [Lang, Nakamura et al., 1985].

Certains auteurs tiennent compte de la courbure du profil en long, introduisant une force centrifuge.

Lorsque l'écoulement n'est pas établi, Hutter introduit un terme, indépendant de la vitesse mais fonction de la hauteur de l'écoulement h pour tenir compte du fait que l'écoulement d'un fluide granulaire s'étire (h diminue) lorsque la vitesse augmente (état de contrainte active), ou se comprime (h augmente) lorsque la vitesse diminue (état de contrainte passive). Ces contraintes s'exercent parallèlement à l'axe de l'écoulement et sont déterminées à partir des caractéristiques mécaniques du matériau granulaire (angle de frottement interne, cohésion) [Hutter, Savage et Noghguchi, 1989].

Norem introduit un terme supplémentaire également pour calculer la distance d'arrêt. La variation des contraintes normales aux sections perpendiculaires à l'écoulement $p_{\perp x}$, sont prises en compte. Les différentes contraintes sont alors définies à partir du même profil des vitesses défini en régime stationnaire et par une loi de comportement bidimensionnelle introduisant deux coefficients de viscosité (selon ox et oz) qui n'a pas été établie pour la neige mais pour certains types d'écoulement granulaires [Norem, Irgens et Schieldrop, 1989].

En fait, ces modèles granulaires sont très proches des modèles fluides. Par contre, ils permettent l'introduction d'un terme proportionnel au carré de la vitesse dans l'expression des forces s'opposant à l'écoulement sans faire d'hypothèse sur le régime de l'écoulement. Un tel terme est donc introduit grâce à des propriétés caractéristiques du milieu. Mais il pourrait également être introduit si on tient compte de la courbure du profil en long [Hutter, Savage et Noghguchi, 1989]. Dans ce cas, ce terme serait lié à la topographie du site.

La multiplicité des coefficients a l'avantage de permettre de déterminer lesquels dépendent du terrain ou de la neige elle-même [Gubler, 1989]. Mais, comme les coefficients qui dépendent du fluide ne peuvent être mesurés à partir de la neige statique, il faut de très nombreuses expériences de terrain pour les déterminer (différentes avalanches pour un même couloir et différents couloirs pour une même neige de départ). Cette approche ne peut donc se concevoir que lorsque l'utilisation des modèles à deux paramètres ne donne pas entière satisfaction.

1.2.3.2 Conclusion

Sur le plan expérimental, l'hypothèse à vérifier est celle concernant la continuité du milieu.

Les observations de terrain montrent clairement que le corps de l'avalanche est constitué de boules et d'air. Localement, le corps de l'avalanche ne peut être assimilé à un fluide. Par contre, tous les auteurs font l'hypothèse que la taille des particules est négligeable par rapport à la hauteur de l'écoulement, avec un rapport de 1 à 20 [Norem, 1991] au lieu d'un rapport de 1 à 50 pris classiquement dans les écoulements granulaires. Mais, hormis Gubler, les auteurs ne définissent pas clairement ce qu'est la particule élémentaire. Or, l'observation d'un culot d'avalanche montre que cette hypothèse est loin d'être évidente, en particulier pour les neiges humides. Pour des avalanches exceptionnelles, celles qui nous intéressent, la taille des boules est, en moyenne, supérieure au mètre pour une hauteur d'écoulement d'une dizaine de mètres (Avalanche de Taconnaz, 1988). Toutefois, une étude sur la structure interne des avalanches développant un aérosol [Nishimura, Narita et al., 1989] montre que pour une neige très froide et pulvérulente, la taille moyenne des boules de la partie dense est de 5 cm, ce qui permettrait donc de supposer que les hypothèses de milieu continu peuvent être acceptables dans ce cas. Nous retrouvons encore l'opposition pouvant exister entre un écoulement dense de neige humide et celui d'une neige froide.

Enfin, il n'est pas certain qu'une loi de comportement simple puisse être déterminée pour des écoulements granulaires sur forte pente, même si le milieu est considéré comme continu [Ancey, 1993].

1.2.4 Conclusion sur les modèles

Les modèles que nous avons présentés ci-dessus montrent que les hypothèses faites sont très nombreuses et parfois contradictoires. La qualité de leurs résultats dépend également fortement des données fournies, à savoir :

- Le volume de neige mis en mouvement dans la zone de départ ou celui repris par l'avalanche pendant son écoulement.
- La nature de l'avalanche supposé ce produire.
- La précision des données topographiques.

Nous pouvons donc considérer que la fiabilité de ces modèles dépend de leurs hypothèses physiques, de la qualité de l'ajustement de leurs différents coefficients (établissement de tables) et de l'expérience de leur utilisateur. Ils peuvent donc être classés à partir de ces critères en trois catégories :

a) Les modèles empiriques

Leur fiabilité est due plus à la qualité de leur calage qu'à la vraisemblance de leurs hypothèses physiques. Nous retrouvons dans cette classe les modèles unidimensionnels assimilant le mouvement de l'avalanche à celui d'un solide ou à celui du centre de gravité d'un fluide visqueux. Des tables ont été établies pour leurs coefficients. Ils sont

certainement les plus fiables lorsqu'ils sont utilisés dans des cas simples.

b) Les modèles fluides

Ces modèles sont déterministes et considèrent le corps de l'avalanche comme un milieu continu. Ce groupe contient les modèles considérant le fluide comme visqueux (newtonien ou binghamien) ou granulaire. Leur avantage sur les précédents est qu'ils sont susceptibles de diminuer le nombre de coefficients à ajuster lorsque la loi de comportement du fluide est connue. En fait, la rhéologie de la neige au repos étant très différente de celle de la neige en mouvement, sa viscosité peut varier pendant l'écoulement. Aussi, ces lois de comportements ne sont pas prédéfinies mais ajustées à partir d'observations macroscopiques du phénomène (vitesse du front et distance d'arrêt essentiellement).

Ces modèles sont, aujourd'hui, incapables de nous renseigner sur les efforts exercés sur un obstacle immergé dans le fluide avalancheux qui dépendent :

- de la compressibilité du fluide
- du coefficient de traînée. Ce coefficient dépend du régime d'écoulement. Il diminue avec la turbulence (paradoxe d'Eiffel) et dépend fortement, à faible vitesse, de la valeur de la contrainte de cisaillement critique des fluides à seuil.

De ce fait, ils ne permettent pas d'estimer l'effet d'un dispositif paravalanche sur l'écoulement de l'avalanche (estimation de l'angle de déviation, par exemple).

Toutefois, grâce aux techniques numériques, ces modèles permettent d'obtenir des résultats dans l'espace (problème bidimensionnel) et dans le temps (estimation d'un hydrogramme, par exemple). Ceci est très appréciable pour une application à des problèmes complexes. La seule limite sera la précision des données initiales. En effet, si l'écoulement est sensible à de très faibles fluctuations des conditions aux limites (définition du chaos déterministe), nous aurons quelques difficultés à fournir aux modèles des données initiales avec une précision satisfaisante. Par exemple, un obstacle dont la dimension est de l'ordre du mètre peut avoir un effet significatif sur un écoulement d'une hauteur de quelques mètres (déviation...). Par contre, il ne pourra être décelé sur une carte dont la précision est de l'ordre de la dizaine de mètres.

Ainsi, le domaine d'application de ces modèles restera lié à leurs deux hypothèses fondamentales. Mais il peut également dépendre des caractéristiques de la neige mise en mouvement (humide ou non par exemple) ou de l'ampleur du phénomène.

c) Les modèles probabilistes

Ces modèles peuvent considérer que le milieu en mouvement est discontinu et introduire des coefficients aléatoires, liés à l'interaction entre particules de glace (choc élastique) ou de boules de neige (choc mou).

Ces modèles n'ont pas encore été développés pour étudier les avalanches mais des idées ont déjà été émises (écoulement de

particules [Perla, 1984], ou modèle de granulation [Gubler, 1989 et 1993]). Nous pourrions réfléchir également sur les notions d'écoulement chaotique, non déterministe. Ce qui signifie que les équations décrivant l'écoulement sont incomplètes. En effet, l'avalanche est l'écoulement d'un fluide qui n'est pas en équilibre thermodynamique. En particulier, les transferts entre les trois phases de l'eau sont permanents. Les caractéristiques mécaniques du fluide peuvent alors varier pendant la durée de l'écoulement, modifiant ainsi le comportement de l'avalanche.

Ce récapitulatif montre les raisons pour lesquelles les modèles empiriques restent les plus utilisés. Mais leur utilisation est limitée. Les modèles fluides peuvent ouvrir de nouvelles perspectives d'utilisation mais ils doivent être validés et améliorés. Enfin, si la précision du modèle est jugée insuffisante ou son domaine d'utilisation trop restrictif, il faudra alors songer à développer d'autres modèles du type probabiliste.

Il faut donc actuellement mettre l'accent sur les expériences afin :

- d'affiner encore les lois empiriques, toujours utiles aux ingénieurs pour dégrossir un problème,
- d'améliorer les modèles fluides, de déterminer leur domaine d'utilisation et de vérifier leurs hypothèses fondamentales.

Dans le chapitre suivant, nous allons donc tenter de faire le bilan des observations nécessaires et celles qui ont déjà été faites ou qui sont en cours.

1.3 Aspects expérimentaux

Avant d'entreprendre des expériences de terrain, il faut préciser nos objectifs et définir les moyens nécessaires pour les atteindre. Nous rappellerons donc les hypothèses à vérifier et les différentes expériences déjà réalisées.

1.3.1 Les hypothèses

L'objectif de notre travail est l'étude d'un écoulement non perturbé par des ouvrages.

Les hypothèses des différents modèles sont nombreuses. L'une d'entre elle correspond à une relation purement empirique entre la hauteur de la neige déposée dans la zone d'arrêt et la vitesse de l'avalanche à l'entrée de cette zone.

$$h = h_0 + \frac{u_0^2}{10g}$$

Avec

h_0 : épaisseur de l'écoulement à l'entrée de la zone d'arrêt,

u_0 : vitesse de l'avalanche à l'entrée de la zone d'arrêt.

Cette relation empirique correspond en fait aux observations faites sur le terrain qui ont mis en évidence le décalage dans le temps entre l'arrêt du front et celui de l'ensemble de l'écoulement. La neige située derrière le front va alors tenter de passer par-dessus celui-ci, déplaçant le centre de gravité vers le haut. La formule précédente suppose donc que l'énergie cinétique de cette neige en mouvement après l'arrêt du front se transforme en énergie potentielle pour une grande part, le reste de cette énergie étant dissipée sous forme de frottement (d'où ce coefficient 10 au lieu de 2).

Il est intéressant de vérifier que cette relation empirique donne un bon ordre de grandeur de la hauteur du dépôt, qui est un paramètre important lors de la construction d'ouvrages de protection.

Les autres hypothèses sont beaucoup plus liées à l'écoulement lui-même. elles sont récapitulées dans le tableau ci-dessous. Nous n'aborderons pas les hypothèses faites pour la mise en mouvement de la neige dans la zone de départ qui ont déjà été discutées lors de la présentation des modèles des fluides à seuil.

Ce tableau récapitulatif met en évidence le fait que la turbulence d'un écoulement correspond en fait à deux types d'hypothèses :

- La vitesse moyenne de l'écoulement est indépendante de la cote z.
- La force s'opposant à l'écoulement a un terme proportionnel au carré de la vitesse.

Ainsi si l'écoulement est le plus souvent turbulent le long de sa trajectoire, les caractéristiques rhéologiques de la neige interviennent seulement pendant la phase d'arrêt.

	Centre de masse	Fluide newtonien	Fluide non newtonien	Fluide granulaire
Continuité du milieu	Oui	Oui	Oui	Oui, pour la plupart des modèles
Densité	Constante	Constante	Constante	constante
Pression	Constante	Répartition hydrostatique	Répartition hydrostatique	Contraintes normales aux facettes étudiées. Elles sont déterminées à partir d'une loi de comportement.
Profil des vitesses	u est indépendant de z	u dépend de z lorsque l'écoulement est laminaire. Elle est considérée comme constante pour un écoulement turbulent	u est indépendant de z en dehors d'une couche de cisaillement où la vitesse varie linéairement	Le profil de u selon oz est fixé a priori.
Vitesse de glissement	oui	non	non	oui
Forces s'opposant à l'écoulement: $F = a + bv + cv^2$				
a	frottement solide	frottement solide	force de résistance correspondant à une contrainte seuil	frottement solide
bv	$= 0$	frottements visqueux lorsque l'écoulement est laminaire, négligeable sinon	frottements visqueux lorsque l'écoulement est laminaire, négligeable sinon	$= 0$
cv^2	dissipation turbulente	dissipation turbulente	dissipation turbulente	frottements entre grains
Reprise de la neige	Non, le plus souvent	Oui, au niveau du front	Oui, au niveau du front	Oui, répartie à la base de la section de l'écoulement située juste derrière le front. Cette reprise provoque un terme de résistance à l'écoulement proportionnel à la vitesse à la surface de l'écoulement
Front de l'avalanche	Non étudié	ressaut hydraulique mobile	ressaut hydraulique mobile	Non étudié

De même, assimiler le front de l'avalanche à un ressaut mobile modifie fondamentalement le comportement de l'écoulement. Dans ce cas, plus la hauteur de neige reprise est importante, plus l'écart entre la vitesse du front et celle de la neige s'accroît.

Or, il existe quelques éléments de réponse à ces deux suppositions.

a) Concernant la turbulence

Actuellement, aucune observation locale, au sein de l'écoulement d'une avalanche dense, n'a pu mettre en évidence ce phénomène. La seule constatation est que la présence d'un terme proportionnel au carré de la vitesse dans le terme de dissipation de l'équation de conservation de la quantité de mouvement, permet un bon ajustement des modèles utilisés. Dire que l'écoulement est turbulent sous-entend pour de nombreux auteurs plus une hypothèse sur le profil des vitesses et les forces de résistances que sur une réalité physique de ce phénomène.

Voellmy suppose que pour une vitesse supérieure à 1m/s, l'écoulement est turbulent. Les observations que nous avons faites sur notre site expérimental du Lautaret (voir chap. III) nous conduisent à penser que l'écoulement a plutôt un régime laminaire, même pour des avalanches denses considérées comme rapides (densité de la neige mise en mouvement supérieure à 0,45 ; vitesse du front voisine de 18m/s).

En fait, si nous considérons l'écoulement comme turbulent lorsque le nombre de Reynolds pris dans sa définition la plus classique [M. Carlier, 1972] est supérieur à 2000, l'hypothèse de Voellmy est vérifiée si la viscosité cinématique du fluide constituant une avalanche dense d'une hauteur de 3 mètres, est inférieure à $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (soit 6 poises pour une densité de 0,4). La viscosité du fluide peut donc être près de mille fois plus importante que celle de l'eau, tout en ayant un régime turbulent avec une vitesse de 1m/s et une hauteur de 3m.

- Si nous prenons les valeurs de la viscosité dynamique de la neige statique qui est comprise entre 10^4 et 10^8 poises (10^{-1} Ns/m^2) [Marbouty, 1976], l'écoulement des avalanches denses serait toujours laminaire.
- Si nous nous intéressons, par contre, à la neige en mouvement, ce résultat n'est pas aussi clair. Ainsi, certains auteurs [Runich A.V.] considèrent que pendant l'avalanche, une pellicule d'eau se forme autour des grains de neige, suite au frottement grain/grain pendant l'écoulement. Les propriétés rhéologiques de la neige en mouvement peuvent alors être très différentes de celles de la neige statique. En fonction de l'importance de la teneur en eau liquide, la cohésion de la neige est soit très forte (régime pendulaire), soit au contraire très faible (régime funiculaire) [Marbouty, 1976].

Des mesures faites en laboratoire ont montré que la viscosité cinématique d'une neige fluidifiée était comprise entre 10^{-6} et $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ pour des densités comprises entre 0,2 et 0,4 [Nishimura, 1989]. Dans ce cas, l'écoulement serait turbulent. Ces mesures portent sur un nuage de particules de neige mise en suspension par un flux d'air ascendant traversant une neige de densité comprise entre 0,2 et 0,4.

Enfin, l'ajustement du coefficient de viscosité cinématique à partir d'observations dans le cadre de la modélisation d'une avalanche supposée être un fluide newtonien [Lang et Martinelli, 1979] a conduit à des valeurs situées entre 0,4 et $0,6 \text{ m}^2/\text{s}$. Dans ce cas, l'hypothèse de Voellmy n'est plus vérifiée.

Mais, il est délicat d'utiliser le nombre de Reynolds tel quel comme critère permettant de préciser le passage du régime laminaire au régime turbulent. Des expériences en laboratoire [Nishimura, 1989], [Dent, 1982] et de terrain [Gubler, 1987] ont montré que le profil des vitesses dans la partie dense d'un écoulement de neige froide ne semblait pas être celui d'un fluide newtonien. Il faudrait alors établir un nombre de Reynolds généralisé comme pour les fluides hyperconcentrés considérés comme binghamiens et préciser sa valeur critique [Ning, 1986].

Si nous faisons le parallèle avec les laves torrentielles, pour lesquelles un critère départageant les deux régimes reste à établir [Coussot, 1992], le régime turbulent n'est pas le régime le plus souvent rencontré.

Ainsi, concernant cette hypothèse sur le régime d'écoulement, nous pouvons seulement dire que les effets dus à la viscosité semblent être prépondérants sur ceux de la cinétique dans les avalanches denses. Mais, d'une manière plus générale, il est abusif de donner une signification physique précise aux différents coefficients de la force s'opposant à l'écoulement. En effet, tant que les connaissances actuelles sur la rhéologie de la neige formant les avalanches denses ne permettront pas de définir sa loi de comportement, nous ne pourrons faire une différence entre les effets dus aux propriétés rhéologiques de la neige à ceux dus au terrain (rugosité, rayon de courbure...). En fait, toutes ces hypothèses interprètent une relation empirique, vérifiée par de nombreuses expériences, liant cette force à un polynôme du second degré en v , lorsque l'écoulement est unidimensionnel. Il serait donc préférable, avant toutes expériences complémentaires spécifiques, de laboratoire et de terrain, d'éviter des abus de langage pouvant induire des erreurs lors d'une généralisation de ces modèles (en particulier le traitement tridimensionnel).

b) Concernant le front de l'avalanche

L'hypothèse de la présence d'un ressaut hydraulique n'a jamais été vérifiée lors d'observations d'écoulements réels. Lorsque la neige en place est reprise, cette hypothèse permet à la vitesse du front d'être plus grande que celle de la neige se déplaçant dans le corps de l'avalanche. Cette différence peut être significative (une dizaine de m/s) lorsque la hauteur de neige reprise est importante par rapport à celle du front [Marco, 1986].

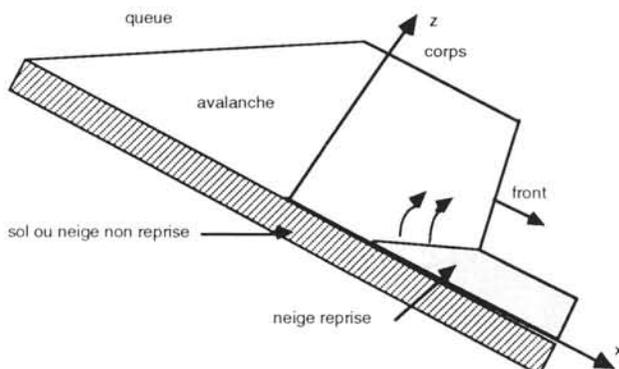


Figure 1.7 : Schéma d'une avalanche dense

Or, les observations et les mesures réalisées (voir figure 1.12) n'ont jamais pu mettre en évidence ce phénomène. L'hypothèse la plus couramment admise actuellement est celle proposée par Gubler qui suppose qu'une avalanche dense est formée d'un front, d'un corps, ayant la même vitesse que le front et d'une queue pour laquelle la vitesse diminuerait linéairement (voir figure 1.7). La neige en place est intégrée au corps de l'avalanche, juste derrière le front. Lorsque l'avalanche commence sa phase d'arrêt, elle n'est plus composée que d'un front et d'une queue.

Pour conclure ce paragraphe récapitulant les principales hypothèses sur lesquelles reposent la plupart des modèles, nous pouvons dire que celles concernant la densité et la continuité du milieu sont fondamentales. En effet, hormis un profil des vitesses et une interprétation physique des termes composant la force opposée au mouvement différente d'un modèle à un autre, les approches sont semblables. Par contre, la présence d'un gradient de densité ou d'une discontinuité du milieu nécessitent des approches beaucoup plus complexes, telles que celles de Gubler ou Hutter (voir paragraphe 1.2.3). Or, seules des observations et des mesures spécifiques permettront de trancher. Il est donc nécessaire dans un premier temps de faire le point sur les expériences déjà réalisées.

1.3.2 Les expériences déjà réalisées

Trois types d'expériences peuvent être menées :

- Les expériences en laboratoire
- Les expériences à échelle intermédiaire
- Les expériences in-situ

1.3.2.1 Les expériences en laboratoire

Une particularité de l'étude des avalanches denses est la difficulté de simuler ces écoulements en laboratoire, à cause d'une connaissance physique trop incomplète du phénomène avalancheux. Les expériences ont alors surtout porté sur des études fondamentales des écoulements granulaires [**Lang, Leo et Hutter, 1989**], [**Hutter, Savage et Nohguchi, 1989**], [**Ancey, 1993**].

Toutefois, quelques tentatives ont été réalisées en utilisant de la neige. Mais la difficulté vient du manque de connaissance des lois de similitude dynamique entre le modèle et la réalité. Toutes les forces agissant en des points homologues du modèle et de la situation réelle doivent être dans le même rapport. Les principales forces en présence sont :

- les forces d'inertie,
- les forces de gravité,
- les forces de viscosité.

Suivant les cas, diverses catégories de forces interviennent d'une manière plus ou moins importante. Lorsque les forces de viscosité sont négligeables devant les autres, il suffit de maintenir le rapport des forces d'inertie et de pesanteur (loi de similitude de Reech-Froude). Par contre, lorsque les forces de pesanteur

sont négligeables devant les autres, c'est le rapport des forces d'inertie et de viscosité qui doit être maintenu (loi de similitude de Reynolds). Dans le cas des avalanches denses, on ne peut négliger, a priori, l'une de ces catégories par rapport aux deux autres. Or, il est pratiquement impossible de respecter ces deux lois de similitude sur une maquette. C'est pourquoi, une modélisation physique peut avoir un grand intérêt pour une meilleure compréhension du phénomène (mesures qualitatives) mais ne peut servir à ajuster les paramètres des modèles numériques correspondants.

Lang et Dent ont modélisé l'écoulement d'une neige de densité 0,36 sur une rampe inclinée à 45°, de 2,5 mètres de long, 0,3 mètre de large pour étudier son impact sur une structure et ajuster les coefficients d'un modèle numérique à partir des mesures de vitesses [Lang et Dent, 1980]. Une étude des coefficients de similitude montre que seul le nombre de Froude est à peu près respecté. Mais le rapport d'échelle (environ 100) est très important.

Nishimura et Maeno utilisent une neige fluidifiée artificiellement avant son écoulement (ce qui correspond à une mise en suspension d'une neige froide composée de grains fins, sans cohésion). Elle s'écoule sur une rampe inclinée à 40°, de 5,4 mètres de long, 0,1 mètre de large [Nishimura et Maeno, 1989]. Les résultats mettent en évidence la présence dans l'écoulement d'une couche à fort gradient de vitesse, (couche cisailée) sous un écoulement à vitesse constante. Cette expérience conforte l'hypothèse que le corps de l'avalanche se comporte plutôt comme un fluide à seuil. Ils montrent également que la densité varie dans le temps, en un point donné, même lorsque la hauteur de l'écoulement est constante (voir figure 1.8).

Les propriétés mécaniques de la neige au repos ont fait l'objet de nombreux travaux [Mellor, 1964], [Roch, 1965], [Marbouty, 1981], [Navarre, 1987]. Par contre, les propriétés mécaniques du milieu formant l'avalanche ont été peu étudiées en laboratoire, hormis les expériences de Nishimura et Maeno sur la mesure de la viscosité de la neige fluidifiée (figure 1.9).

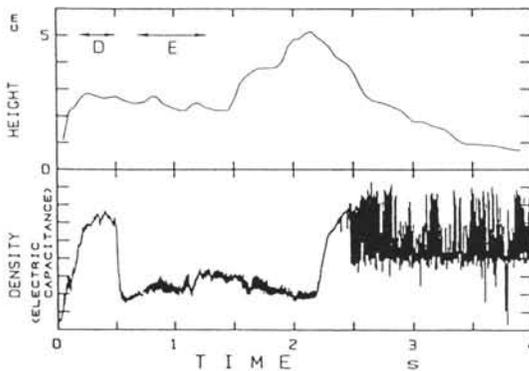


Figure 1.8 : Variation de la densité en fonction du temps [Nishimura, Maeno, 1989]

Mais leur expérience est discutable. En effet, pour calculer la viscosité du fluide à la base de l'écoulement, ils supposent que dans cette couche cisailée, la neige est fluidifiée. Elle est composée de petites particules de neige qui ne sont pas en contact permanent les unes avec les autres.

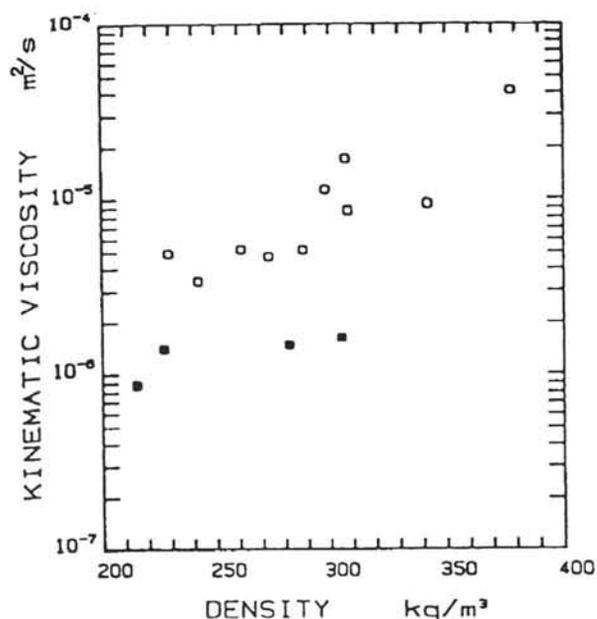


Figure 1.9 Viscosité cinématique de la neige fluidifiée
carrés blancs : mesures réalisées en D (voir figure 1.8)
carrés noirs : mesures réalisées en E (voir figure 1.8)
[Nishimura et Maeno, 1989]

Si cette hypothèse est reprise par de nombreux auteurs, il semble toutefois que cette couche de neige fluidifiée où la présence d'eau surfondue n'est pas à exclure [Runich, 1974] est très différente de particules mises en suspension par un flux d'air vertical traversant une masse de neige à une température de -15 °C.

Nishimura et Maeno ont également étudié en laboratoire les caractéristiques physiques du dépôt d'une avalanche en faisant écouler une neige fluidifiée sur une rampe de 7-9 mètres de long et 0,1 mètre de large. Cet écoulement a atteint une vitesse de 6 m/s [Maeno, Naruse et Nishimura, 1987].

Ils ont mis en évidence une forte augmentation de la densité de la neige pendant l'écoulement (0,05 → 0,4), puis de nouveau pour la neige déposée après l'écoulement (0,45 → 0,6). Ils ont pu également observer l'arrêt du front de l'écoulement avant celui de la queue provoquant ainsi une densification de la neige dans la zone d'arrêt. Par contre, cette expérience n'a pas permis la formation de boules pendant l'écoulement.

1.3.2.2 Les expériences à échelle intermédiaire

Nous appelons ainsi les expériences faites à l'extérieur sur des installations de grandes dimensions. Ces expériences peuvent être reproduites dans les mêmes conditions expérimentales. Elles constituent une étape intermédiaire entre le terrain et le laboratoire. Toutefois, les remarques faites précédemment sur les lois de similitudes pour les expériences de laboratoire restent également valables pour ce type d'expériences.

La base du travail de Dent sur la modélisation des avalanches denses assimilées à des fluides bivaqueux, est une simulation de ces écoulements sur une rampe de 60 mètres de long, 2 mètres de large, ayant une pente de 30 ° [Dent, 1982]. La neige utilisée était sèche et avait une densité de 0,25 à 0,3. Elle était soit homogène (neige naturelle tamisée) soit constituée de boules. La vitesse de l'écoulement a pu atteindre 20 m/s pour une hauteur de 30 cm environ.

Ces expériences ont permis de montrer que le modèle bivaqueux semblait le mieux rendre compte de cette simulation physique. Les coefficients de viscosité et de contrainte de cisaillement seuil, ajustés à ces observations, semblent être une fonction de la densité. Leurs valeurs ne sont pas trop éloignées de celles obtenues en laboratoire par Nishimura et Maeno, hormis pour la contrainte seuil, 10 fois plus faible pour ces derniers.

Dent a également voulu montrer les déplacements à l'intérieur de l'écoulement en teintant avec différentes couleurs la neige lâchée sur la rampe. Aucun mouvement important n'est apparu au sein de l'écoulement. Les parties teintées gardent leur position relative. Aucun déplacement de matière n'a été observé entre la base et la surface de l'écoulement ou entre le front et le corps de l'avalanche. Le régime turbulent n'a donc pas pu être mis en évidence. Toutefois, il est difficile de conclure car cet écoulement simule le glissement d'une masse de neige indéformable. De plus, l'étude de la turbulence fait intervenir les forces de viscosité. Or, le nombre de Reynolds (rapport des contraintes dues à l'inertie sur celles dues à la viscosité) correspondant à ces expériences est dix fois plus faible que celui d'un écoulement réel. Une telle distorsion relativise les résultats obtenus.

Un dispositif expérimental a également été monté par Nakamura pour étudier le frottement solide d'un bloc sur une rampe, et la pression exercée sur un obstacle (voir figure 1.10) [Nakamura, Nakamura, Abe et al., 1987]. Le coefficient de frottement solide a été déterminé à partir de jauges de contraintes placées sur une plaque de verre de 0,2 mx0,3 m mesurant les efforts normaux et tangentiels. Le coefficient de friction mesuré (rapport des deux contraintes) est supérieur à celui calculé à partir de la vitesse du bloc de neige. Nous interprétons cette différence par une modification de l'état des surfaces en contact au cours du déplacement.

D'autres estimations du coefficient de frottement solide ont également été réalisées à partir de la vitesse d'un bloc de neige [Casassa, Narita et Maeno, 1988]. Un bloc de 0,01 m³ est lâché sur une rampe en bois qui se termine par une pente de neige naturelle. Ces blocs ont provoqué quelquefois une reprise de la neige en place. L'objectif de ces mesures était de distinguer et d'estimer les forces de frottement type Coulomb et les forces d'adhérence du

bloc avec le plan de glissement. Les valeurs obtenues sont plus grandes que celles utilisées habituellement dans les modèles. Cette expérience confirme la précédente.

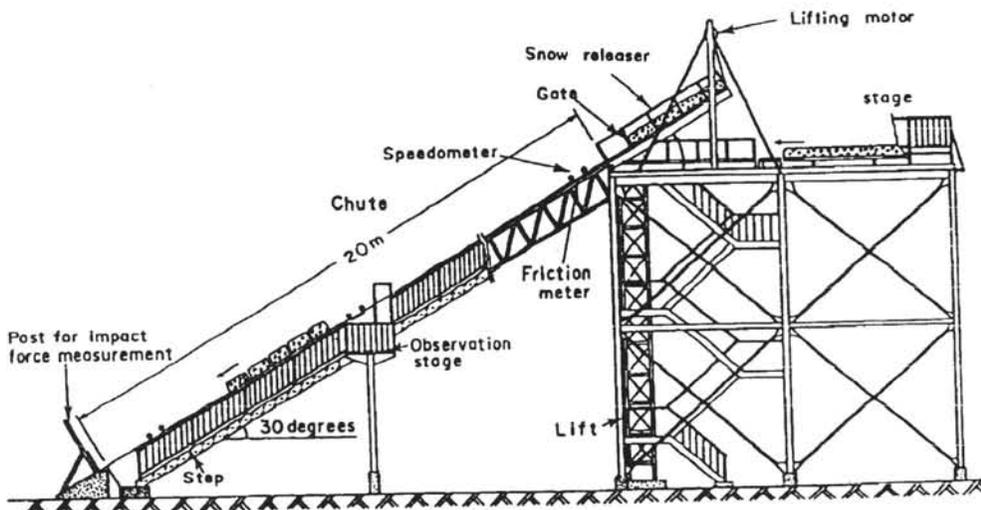


Figure 1.10 : Dispositif expérimental de Nakamura [Nakamura, 1987]

Les Suisses possèdent également une installation à échelle intermédiaire. Mais elle est utilisée non pour l'étude de la dynamique de l'écoulement mais essentiellement pour celle des contraintes normales et tangentielles exercées en un point par un volume de neige de 12 m^3 dévalant une rampe d'une quinzaine de mètres et une largeur de 2,5 mètres. Son inclinaison peut varier de 30 à 45° [Salm, 1967] et [Bachman, 1987].

Toutes ces expériences de laboratoire ou à échelle intermédiaire cherchant à établir une modélisation physique des avalanches denses restent éloignées du phénomène naturel. En fait, la compréhension physique du phénomène est insuffisante pour pouvoir espérer la modéliser avec rigueur. Il semble donc risqué de chercher à comprendre la dynamique de l'écoulement à partir de telles expériences et surtout d'ajuster les coefficients d'un modèle mathématique. Cette remarque s'applique même à l'étude rhéologique du fluide composant l'écoulement. Plusieurs observations montrent que la rhéologie de la neige en mouvement est différente de celle du manteau neigeux et qu'elle varie pendant l'écoulement. C'est pourquoi, la plupart des expériences réalisées pour étudier les avalanches denses ont été faites sur des écoulements naturels.

1.3.2.3 Les expériences in situ

Lors de ce rappel, nous précisons les techniques de mesures utilisées. Cet aspect est fondamental compte tenu des conditions très contraignantes de mise en place et d'étalonnage des différents appareils utilisés.

L'observation des avalanches est très ancienne. Les premières mesures effectuées ont certainement été celles de la distance d'arrêt afin de délimiter les zones menacées. Les mesures de pression, en particulier à partir de l'observation des dégâts provoqués par les avalanches ou en utilisant des capteurs à empreintes sont également très anciennes [Goff, 1936], [Roch, 1961]. Ces premières observations ont servi de base aux premiers modèles empiriques. Mais pour vérifier la validité de ces modèles, il devenait indispensable de faire des mesures spécifiques, en particulier celle de la vitesse. Or, la mesure de la pression dynamique exercée par une avalanche sur un obstacle n'est pas appropriée. Les expériences de laboratoires montrent que la relation pression / vitesse de l'avalanche n'est pas immédiate. Un autre problème fondamental se pose, celui de la surface de mesure. Si la surface utile du capteur est importante, l'écoulement risque d'être perturbé. Par contre, si elle est trop petite, nous aurons des valeurs aberrantes liées à des concentrations locales élevées (boules) [Brugnot et Vila, 1981]. Des mesures en continu de pressions et de vitesses sur notre site expérimental du Col du Lautaret (voir annexe 1.1 pour une présentation de ce site) ne nous ont pas permis d'obtenir une relation satisfaisante entre ces deux paramètres [Expériences du Lautaret, 1973-81]. L'intérêt principal des mesures de pression dans un écoulement serait d'établir un modèle spécifique pour le calcul des efforts exercés sur un corps immergé dans l'avalanche, prenant en compte la compressibilité de la neige. Ce modèle prendrait alors comme données initiales (profil des vitesses dans l'écoulement, débit massique) les résultats d'un modèle concernant l'écoulement non perturbé de l'avalanche. Actuellement, les Norvégiens travaillent sur un tel projet [Norem, Kristensen et Nisnimura, 1991]. Ils mesurent les impacts d'une même avalanche sur un pylône, des câbles et une digue frontale. La vitesse moyenne du front de l'avalanche est connue indirectement grâce au temps séparant les impacts sur les différentes structures. De plus, le pylône est équipé d'un accéléromètre permettant de faire la part entre la poussée de l'avalanche et le mouvement de la structure.

Pour notre part, notre objectif est d'étudier l'écoulement non perturbé d'une avalanche. Aussi, bien que l'un des principaux objectifs de l'étude de la dynamique des avalanches soit le calcul de ces poussées, nous ne nous intéresserons plus par la suite à ce type de mesure.

Les principales expériences réalisées in situ concernent l'étude :

- des paramètres morphologiques de l'avalanche (volume, hauteur, distance d'arrêt..),
- de la vitesse du front,
- de la vitesse à la surface de l'écoulement,
- de la vitesse à l'intérieur de l'écoulement,
- de la reprise de la neige,

- des paramètres mécaniques du fluide en mouvement (densité, texture, teneur en eau liquide...),
- de la température.

Certaines techniques peuvent être utilisées pour mesurer plusieurs de ces paramètres. D'autres ne sont adaptées qu'à la mesure d'un seul de ces points. Nous rappellerons donc dans un premier temps les deux principaux moyens utilisés ayant un grand champ d'application, à savoir la stéréophotographie à cadence rapide et le système radar.

a) La stéréophotogrammétrie à cadence rapide

Le principe de la stéréophotogrammétrie à cadence rapide est de prendre simultanément deux photographies de l'avalanche à partir de deux stations différentes, à intervalle régulier. L'étude des couples de clichés permet de restituer l'écoulement dans les trois dimensions. La comparaison de ces couples pris à des instants différents permet l'estimation de vitesses (pour une description précise de ce principe voir le mémoire de **Gallois [Gallois, 1977]**). Cette technique a été utilisée dès les années 60 par les Soviétiques [**Briukhanov, 1967**] et les canadiens [**Van Wijk, 1967**]. Elle a été reprise en France à partir de 1979 [**CTGREF, 1980**]. Cette méthode permet la mesure de nombreux paramètres à savoir :

- la topographie du site avant l'écoulement (c'est à dire du terrain recouvert du manteau neigeux) ;
- le volume de neige mise en mouvement dans la zone de départ, reprise ou déposée pendant et à la fin de l'écoulement ;
- la longueur de la trajectoire ;
- la distance d'arrêt ;
- la vitesse du front en fonction du temps et de l'abscisse curviligne ;
- la hauteur du front en fonction du temps et de l'abscisse curviligne.

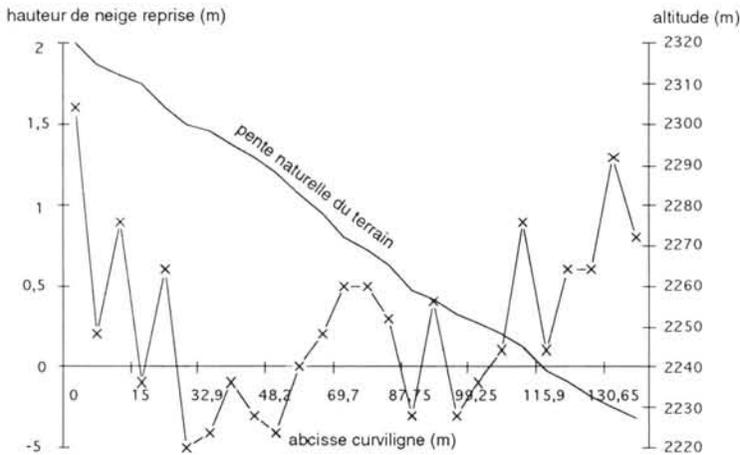


Figure 1.11 : Hauteur de neige reprise (positive) ou déposée (négative) pendant une avalanche, mesurée par stéréophotogrammétrie [**Marco, 1986**]

Toutes ces données permettent d'ajuster les modèles [Marco, 1986]. La précision est satisfaisante (1m/s pour les mesures de vitesses, 0,3 m pour les distances). Cette technique ne nécessite pas d'infrastructures fixes importantes et peut être utilisée le même jour pour différents couloirs.

Cette facilité doit permettre d'étudier différents écoulements avalancheux pour une même topographie mais avec des types de neige différents (mesures espacées dans le temps). Mais elle permet aussi de le faire avec le même type de neige mais avec des topographies différentes (mesures effectuées le même jour mais pour des couloirs différents). Nous pourrions alors distinguer plus facilement l'influence des propriétés mécaniques de la neige ou de la topographie sur les paramètres des différents modèles. La stéréophotogrammétrie est très utile pour étudier les principaux paramètres morphologiques de l'écoulement. Elle permet de vérifier la plupart des relations empiriques et, grâce à la mesure de la vitesse du front, d'ajuster les modèles. Toutefois, cette technique, très performante, nécessite la présence d'opérateurs et des conditions de visibilité optimales. Ces contraintes rendent aléatoires les campagnes de mesures. De plus, elles ne permettent pas d'avoir des données à l'intérieur de l'écoulement qui sont nécessaires pour avancer dans la connaissance de la nature de l'écoulement. L'utilisation du radar permet de limiter ces inconvénients.

b) Le système radar

Cette technique permet l'étude d'un grand nombre de paramètres. Elle peut être utilisée de deux façons :

- pour mesurer la vitesse au front ou à la surface de l'écoulement en utilisant un radar Doppler aérien;
- pour mesurer la hauteur de l'écoulement et les caractéristiques de la neige en mouvement (densité, teneur en eau, homogénéité) en utilisant des ondes radar continues en modulation de fréquence (OCMV) émis par un radar enterré dans le couloir avalancheux.

L'utilisation du radar Doppler permet de mesurer la vitesse du front de l'avalanche dense ou, en utilisant un faisceau étroit, celle de la surface de l'écoulement en un point prédéterminé du couloir. Son principe est basé sur la mesure de la différence entre la fréquence du signal émis f_E et celui du signal retourné f_R . C'est l'avalanche, et en particulier sa partie dense qui joue le rôle d'écran réflecteur.

$$\Delta f_D = f_R - f_E = -2 f_E \frac{1}{C_{lum}} \frac{\vec{r} \cdot \vec{V}}{|\vec{r}|} \quad (31)$$

avec

C_{lum} : vitesse de la lumière, fonction des milieux traversés par l'onde.

\vec{V} :

vitesse de la surface reflétant le signal

\vec{r} :

vecteur position de la surface réfléchissante avec comme origine l'émetteur.

Ce travail a déjà été entrepris par les Suisses [Salm et Gubler, 1985] avec quelques résultats (voir figure 1.12). Les Autrichiens espèrent pouvoir mesurer la vitesse à la surface en 64 points distincts répartis en 8 rangées le long de la trajectoire de l'écoulement grâce à un matériel plus performant [Schaffhauser, 1991]. Toutefois, ils n'ont pas encore obtenu de résultats.

Le radar Doppler est d'une utilisation aisée. Il est utilisé à distance et ne nécessite pas de conditions d'ensoleillement particulières. Il détecte le mouvement de la partie dense d'une avalanche, même avec la présence d'un aérosol. Cette possibilité s'explique par le fait que la rétrodiffusion d'un milieu composé de particules de neige en suspension dans l'air est beaucoup plus faible que celle de la partie dense de l'écoulement. Et, compte tenu de sa densité, on peut considérer que sa permittivité est proche de celle de l'air. De ce fait, la vitesse de la lumière est quasiment constante le long de la trajectoire des ondes.

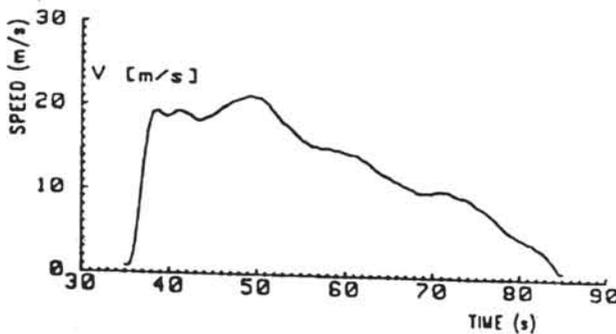


Figure 1.12 : Vitesse à la surface de l'écoulement en un point fixe du couloir [Gubler H., 1987]

Un autre avantage de cette technique de mesures est sa mobilité. Installé sur un véhicule à chenilles, le radar peut être déplacé facilement d'un site à un autre, le même jour.

Dans ces conditions expérimentales, la résolution correspondante des mesures par radar est de l'ordre de 0,5m/s alors qu'elle est de 1 m/s pour la stéréophotogrammétrie. Elle pourrait être diminuée par la qualité de la surface de réflexion (forme, rugosité). Toutefois des expériences ont montré que la réflectivité de telles surfaces était pratiquement constante pour une large gamme d'angles d'incidence, lorsque le coefficient de rétro diffusion est compris entre -10 dB et +10 dB [Salm et Gubler, 1985]. Ceci est le cas pour la neige sèche. Par contre, ce coefficient décroît fortement avec la Teneur en Eau Liquide (TEL). Le temps de résolution (0,5 s) est également supérieur à celui de la stéréophotogrammétrie à cadence rapide (1,2 s).

Enfin, cette technique est facile à mettre en oeuvre. Elle peut être entièrement automatisée, comme c'est le cas sur le site expérimental autrichien. Les chances d'expériences concluantes sont donc plus importantes que lors de l'utilisation de la stéréophotogrammétrie. Ceci est un point fondamental. La

difficulté d'obtenir un nombre important d'expériences satisfaisantes est l'une des principales limites des mesures in situ.

Le radar OCMF est utilisé pour mesurer la hauteur de l'écoulement. Le principe de cette technique est de mesurer l'intervalle de temps séparant l'émission d'une onde de son retour. L'onde émise balaie une gamme de fréquence entre 8 GHz et 12,4 GHz par modulation triangulaire avec une fréquence 38 Hz (pour une présentation plus complète voir [Gubler et Hiller, 1984]). Connaissant le temps, on en déduit la distance électrique séparant l'émetteur de la cible. Cette distance est définie par :

$$l = nd$$

avec

l : distance électrique

d : distance géométrique (ou distance réelle)

n : indice de réfraction du milieu traversé

La hauteur électrique de l'écoulement est mesurée à partir d'un radar OCMF. Toutefois, la hauteur réelle ne peut être calculée que si l'indice de réfraction du milieu traversé est connu. Deux approches sont alors possibles :

- La hauteur réelle de l'écoulement est donnée.

On peut alors déterminer l'indice de réfraction du milieu traversé. De nombreuses expériences ont permis alors d'établir des relations empiriques entre cet indice et la densité moyenne du milieu traversé ou la TEL. Toutefois celles-ci ont été établies pour un manteau neigeux stratifié et non pour un milieu composé de boules plus ou moins régulières.

- La hauteur réelle de l'écoulement est inconnue.

Il faut alors connaître la densité moyenne du fluide et son humidité pour déterminer, à partir de lois empiriques, l'indice de réfraction. Ceci est difficile pour des écoulements non homogènes et ne semble être possible que pour le glissement de plaques.

Toutefois, cette technique a permis d'obtenir pour la première fois des mesures de vitesse suivant une perpendiculaire à l'écoulement (voir Figure 1.13, [Gubler, 1987]). Il a été obtenu en étudiant, en différents points situés sur une perpendiculaire à l'écoulement, l'intercorrélation des signaux reçus par deux radars synchronisés, enterrés dans le couloir et espacés de 10 m. La précision est toutefois assez faible (2 à 5 m/s) et l'erreur sur la distance réelle calculée à partir de la distance électrique peut également modifier ce profil.

Le faible nombre de mesures (seulement 3 expériences significatives) ne permet pas de conclure. Sur un plan qualitatif, les mesures obtenues sont compatibles avec les profils obtenus en simulation expérimentale.

Pour conclure sur l'utilisation du radar, nous pouvons dire qu'il est un moyen performant pour obtenir une mesure des vitesses à la surface de l'écoulement, mais donne des résultats à priori plutôt qualitatifs à l'intérieur de l'avalanche. Cette constatation est confortée par l'étude de la propagation des ondes radar pour la recherche de victimes ensevelies dans la neige déposée par une avalanche [Lemaître et Mametsa, 1991].

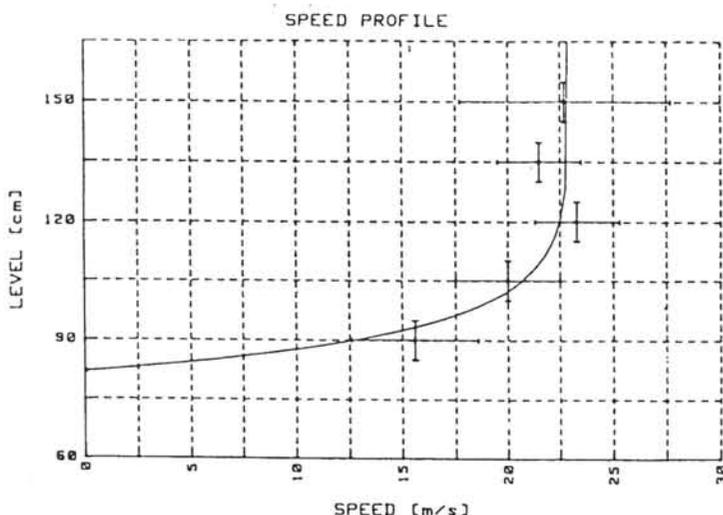


Figure 1.13 : Profil des vitesses perpendiculairement à l'écoulement
[Gubler, 1987]

L'utilisation du radar a rendu possible l'obtention de nouvelles données, à savoir la vitesse à la surface de l'écoulement en un point fixe, en fonction du temps, et à l'intérieur de l'écoulement. Celles-ci ont permis d'élaborer un nouveau type de modèle granulaire [Salm et Gubler, 1985], mais aussi d'améliorer l'utilisation du modèle empirique VSG. Elles ont montré que les différents coefficients de ce modèle dépendaient du volume de l'avalanche. Cette constatation a permis d'expliquer le fait que, pour les phénomènes de grande ampleur, la vitesse calculée par le modèle était souvent plus faible que celle mesurée [Gubler, 1987].

c) Les autres techniques de mesures

Hormis les deux méthodes décrites ci-dessus, la mesure de paramètres physiques nécessite le plus souvent des capteurs spécifiques. Nous allons donc les rappeler en fonction des paramètres à mesurer :

- La morphologie de l'écoulement

La description des caractéristiques morphologiques de l'avalanche après son écoulement et du profil stratigraphique du manteau neigeux ont pour principal objectif de préciser les conditions aux limites (détermination exacte de la zone de départ, nature et volume de neige mis en mouvement puis déposé). Elle permet également d'ajuster les différents coefficients des modèles lorsque la distance d'arrêt est précisée. De nombreux travaux ont été réalisés dans ce domaine et la bibliographie est abondante. Ce type de mesures, s'il n'est pas très satisfaisant (aucune indication sur la dynamique) est toutefois indispensable pour ajuster ou

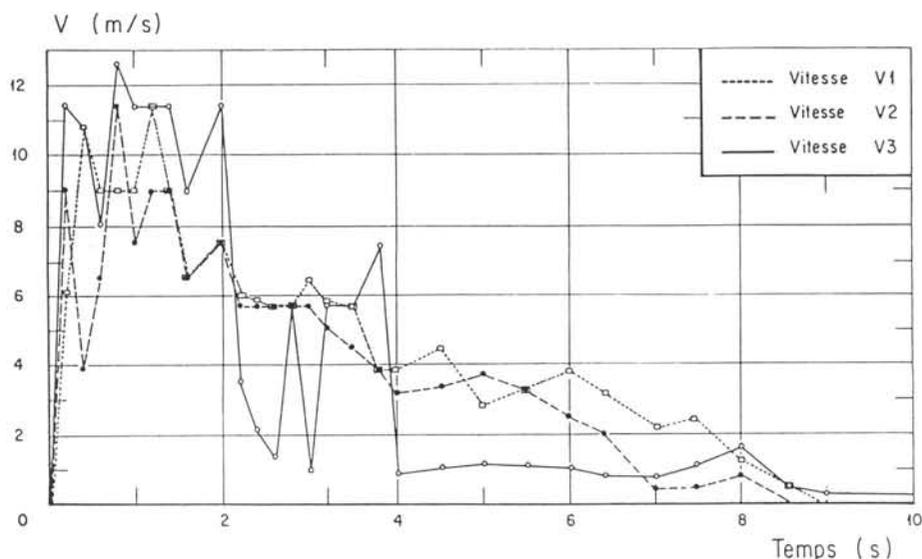
valider des modèles. Elles doivent donc être réalisées pour chaque expérience. Or, ces mesures nécessitent une intervention très rapide, sinon immédiate si nous ne voulons pas perdre d'informations suite à des événements climatiques (neige, vent, pluie).

- La vitesse du front

Les premières mesures de vitesse de front d'avalanche ont été réalisées à partir de films [Shoda, 1965]. Cette technique, très facile, est souvent utilisée [Eybert-Bérard, Perroud et al., 1978], [Shimizu, Akitaya et al., 1980]. Mais sa fiabilité repose sur la présence de nombreux points fixes, connus et visibles le long de la trajectoire. Cette contrainte ne peut pas toujours être respectée sans installations particulières, en particulier après de fortes chutes de neige.

Hormis l'utilisation du radar et de la stéréophotogrammétrie, une technique très simple que nous avons déjà évoquée, est la mise en place, le long de la trajectoire de l'avalanche, de différents capteurs de pression ayant une fréquence d'échantillonnage élevée. Il est alors possible de mesurer le temps mis par le front de l'avalanche pour parcourir la distance séparant deux capteurs. Cette méthode devrait être utilisée par les Italiens prochainement. Elle n'a d'intérêt que si on veut déterminer une relation entre la vitesse du front et la force d'impact d'une avalanche [Norem, Kvisterøy et Evensen, 1985], [Shimizu, Akitaya et al., 1980].

- La vitesse à l'intérieur de l'écoulement



Site du Lauteret le 17 Février 1976. Couloir n°2. Mesure des vitesses à respectivement 0,3 m (1), 0,8 m (2) et 1,3 m (3) au-dessus du manteau neigeux

Figure 1.14 : Vitesses à l'intérieur de l'écoulement en fonction du temps
Avalanche de neige humide.

Des moulinets hydrométriques ordinaires ont été utilisés pendant cinq hivers consécutifs (1973 -1979) sur notre site expérimental du Col du Lautaret (voir annexe 1.1) pour mesurer la vitesse à l'intérieur de l'écoulement en fonction du temps [Expériences Lautaret, 1973-81]. Les résultats obtenus montrent une grande dispersion des mesures pouvant atteindre 30% environ (voir figure 1.14). Cette dispersion est due à la présence de blocs de neige dans l'écoulement. Devant une telle fluctuation, le problème de la précision de tels capteurs, s'il existe, n'est donc pas prédominant.

Ce type de mesure est imprécis et le dispositif relativement fragile (destruction des moulinets en 1979).

- La mesure de la densité de la neige avant, pendant et après l'écoulement

A chaque expérience réalisée au Col du Lautaret, une mesure de la masse volumique de la neige avant sa mise en mouvement ρ_0 , et celle de la neige déposée ρ_A a été réalisée [Expériences Lautaret, 1973-81]. Ces mesures ont montré que la neige était fortement compactée pendant son écoulement (voir figure 1.15). Mais il est difficile de conclure, avec de telles mesures, sur la densité moyenne du corps en mouvement, constitué de boules de neige et d'air.

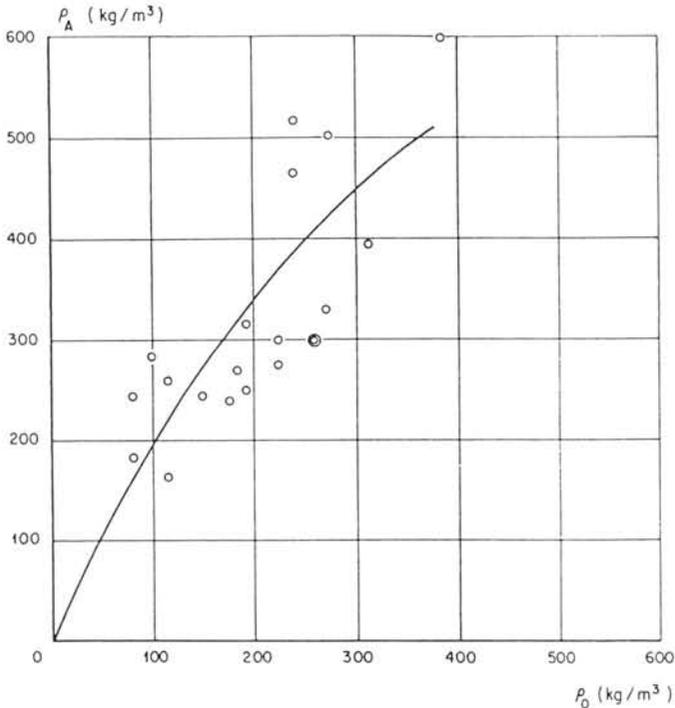


Figure 1.15 : Effet de compactage de l'avalanche [Eybert Berrard, Perroud, 1978]

ρ_0 : masse volumique de la neige avant sa mise en mouvement.

ρ_A : masse volumique de la neige du dépôt.

Des essais de mesure de la masse volumique pendant l'écoulement ρ_E ont été tentés également au Col du Lautaret [**Expériences Lautaret, 1973-81**]. Deux méthodes ont été utilisées :

- La mesure de l'équivalence en eau à partir de l'atténuation du rayonnement gamma.
- La mesure de la densité et de la TEL à partir de l'absorption des ondes électromagnétiques.

Atténuation du rayonnement gamma

Le dispositif est composé de deux bras profilés pour ne pas perturber l'écoulement, séparés de 30 cm. Le bras inférieur contient le compteur à scintillation, le bras supérieur le porte-source en plomb contenant du Césium 137 de 1,8 mCi. Le dispositif peut être étalonné in situ, à chaque expérience, avec la neige déposée par l'avalanche. L'erreur de mesure de la valeur en eau de la neige en mouvement était estimée à $\pm 10\%$. Mais des problèmes techniques liées au temps de comptage demandé n'ont pas permis d'avoir la variation de la densité en fonction du temps [**Dupré Latour, 1978**]. Toutefois, les résultats obtenus montrent que la densité mesurée entre 0,5 et 3 secondes après le passage du front, est pratiquement toujours supérieure à celle de la neige mise en mouvement. Par contre, les résultats sont difficiles à interpréter si on les compare également avec la densité de la neige déposée qui devrait être toujours supérieure (voir figure 1.16). Cette difficulté est due certainement en grande partie au faible nombre de mesures et au fait qu'elles soient très locales dans un milieu non homogène.

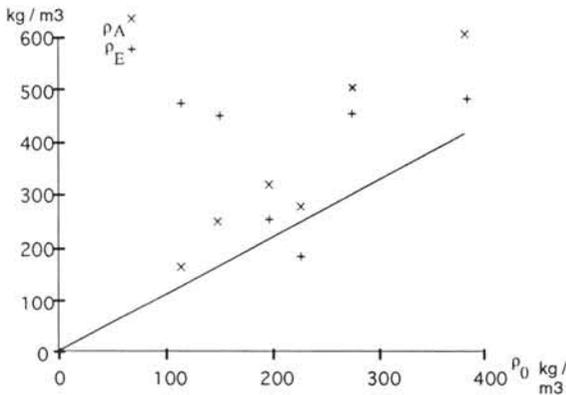


Figure 1.16 : Mesures de la masse volumique de la neige en mouvement dans la partie dense de l'écoulement ρ_E en comparaison avec ρ_0 et ρ_A [**Dupré Latour, 1978**]

Absorption des ondes électromagnétiques

Cette technique a été rappelée précédemment lors de la présentation des techniques radar. Un autre principe de mesure a été étudié pour mesurer la densité et la TEL de la neige en mouvement en utilisant les propriétés des ondes électromagnétiques à une fréquence voisine de 10 GHz [**CTGREF, 1978**]. La coulée de neige devait passer entre un cornet émetteur et un cornet récepteur séparés de 12 mètres. Ce dispositif a été

testé au Col du Lautaret pendant l'hiver 1977-78. Mais le dispositif a été endommagé très rapidement (une antenne a été emportée). L'avantage de cette méthode sur le radar était de connaître la distance entre émetteur et récepteur. Son défaut majeur a été sa fiabilité (vulnérabilité, très grande sensibilité à l'humidité).

- Étude de la température

Lors des expériences au Col du Lautaret [Expériences Lautaret, 1973-81], la mesure de la température de la neige mise en mouvement par l'avalanche et celle de la neige déposée a été réalisée systématiquement (voir figure 1.17).

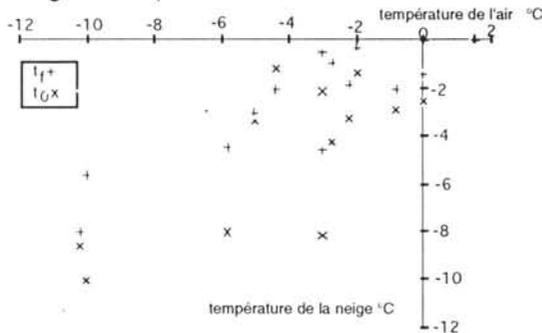


Figure 1.17 : Température de la neige avant (t_0) et après (t_f) l'avalanche en fonction de la température de l'air (établie à partir des données de [Eybert-Bérard, Perroud et al., 1978])

Nous pouvons remarquer un réchauffement quasi systématique de la neige, indépendamment de la température de l'air. Des tentatives de mesure de température dans l'écoulement ont été réalisées (sonde de platine, thermocouple). Mais elles ont été trop lentes et mal étalonnées, ne donnant aucun résultat intéressant.

Ces mesures sont difficiles à interpréter sans un bilan énergétique global. Elles confortent toutefois l'hypothèse que l'eau, sous ses trois phases, n'est pas en équilibre thermodynamique pendant l'écoulement. Un transfert de matière entre phases, et plus particulièrement au profit de la phase liquide, doit jouer un rôle important sur le comportement rhéologique du milieu pendant l'écoulement.

Conclusion

Les différentes expériences rappelées ci-dessus ont permis d'apporter quelques éléments de réponses sur la validité des hypothèses utilisées par les différents modèles que nous avons rappelées au paragraphe I.3.1.1. D'une manière globale nous pouvons dire que :

- Le corps en écoulement semble se comporter comme un fluide à seuil au vu des mesures de profils de vitesses obtenues à partir de modèles physiques (laboratoire et échelle intermédiaire), et in situ. Par contre, ces expériences ne permettent pas de trancher de façon plus précise

entre les différentes lois de comportement proposées, ni sur la valeur des différents coefficients (viscosité, contrainte seuil de cisaillement...). Toutefois, l'expression d'une loi de comportement sous la forme d'un polynôme du second degré fonction de la vitesse semble permettre un bon ajustement des différents modèles aux expériences réalisées.

- La densité du milieu constituant l'avalanche varie pendant l'écoulement. Mais nous pouvons seulement dire, à partir des expériences réalisées dans ce domaine, que la neige en mouvement semble avoir une densité supérieure à celle de la neige du manteau neigeux. Par contre, nous n'avons aucune indication claire sur sa variation, soit en fonction du temps, soit sur une section de l'écoulement.
- Le front de l'avalanche semble avoir la même vitesse que le corps de l'avalanche, même lorsque l'écoulement reprend de la neige le long de sa trajectoire. L'hypothèse du ressaut hydraulique ne convient donc pas.

Mais toutes ces expériences n'ont apporté pratiquement aucune information sur la texture et la nature du corps de l'avalanche, le mécanisme de reprise de la neige pendant l'écoulement ou la répartition de la pression au sein du milieu en mouvement.

Enfin, nous n'avons pas trouvé les rapports d'études portant sur la vérification de la relation empirique permettant l'estimation de la hauteur du dépôt de l'avalanche. Toutefois, ce travail peut être fait facilement à partir des mesures obtenues par stéréophotogrammétrie à cadence rapide.

Compte tenu de tout ce que nous venons de considérer dans ce chapitre, il nous semble que la meilleure démarche à suivre soit :

- Etudier la rhéologie de la neige au repos en utilisant la même approche que celle retenue pour l'étude des laves torrentielles [Cousso, 1992]. L'objectif serait d'obtenir les lois de comportement de différents types de neige à partir d'un rhéomètre de grande taille.
- Etudier la dynamique d'un écoulement avalancheux à partir de phénomènes réels. Le but serait double. Ces expériences permettraient d'abord de définir le domaine d'application des différents modèles numériques afin de fournir un outil aux ingénieurs. Le second objectif serait de mieux comprendre l'écoulement afin de pouvoir le simuler au mieux à l'aide d'un modèle physique. L'amélioration des modèles numériques viendrait alors dans un second temps car elle nécessite des expériences diverses et reproductibles ce qui est très difficile d'obtenir dans un temps raisonnable, à partir de l'observation de phénomènes réels.

Cette modélisation physique pourrait être réalisée en laboratoire s'il est possible de trouver un matériau permettant de simuler la neige en mouvement tout en permettant de respecter au mieux les lois de similitudes, au moins sur une partie de son écoulement. Dans le cas contraire, nous devrions utiliser la neige sur des modèles physiques à échelle intermédiaire.

Ces deux approches ne sont pas contradictoires et pourraient être menées simultanément. Toutefois, le principal inconvénient de la première approche est de rester très à l'amont des objectifs d'une modélisation, à savoir la représentation d'un écoulement réel. Or, le fait qu'une avalanche naturelle puisse être déclenchée assez facilement (ce qui n'est pas le cas des laves torrentielles) et que la manipulation de la neige statique soit toujours un travail délicat conduit à penser que la seconde approche est actuellement la plus facilement réalisable.

A partir de ce constat, il nous reste à définir quelles mesures nous devons réaliser.

Pour pouvoir ajuster et valider les modèles, il est indispensable de bien connaître les conditions aux limites, ainsi que quelques paramètres physiques de l'écoulement. Pour cela la stéréophotogrammétrie à cadence rapide reste un outil très efficace pour connaître la trajectoire de l'écoulement, mesurer ses dimensions (volume, hauteur...) et la vitesse du front. L'ajustement des coefficients d'un modèle ne nécessite le plus souvent la connaissance que de quelques paramètres, à savoir la vitesse du front, le volume de la neige mise en mouvement et la trajectoire de l'écoulement.

Ces mesures peuvent être complétées par celles du champ des vitesses en fonction du temps à la surface de l'écoulement. Elles pourraient permettre de compléter les précédentes et mieux valider le modèle, leurs valeurs n'étant pas utilisées pour l'ajustement des paramètres. Nous allons tenter de vérifier si la technique du traitement d'image permet ces mesures à partir de films vidéo. Les images obtenues avec une caméra postée très près de l'écoulement (une dizaine de mètres) devraient également nous aider à mieux comprendre le phénomène, en particulier celui de la reprise de la neige et du front. Cette étude constitue la troisième partie de ce rapport.

Afin de mieux comprendre la nature de l'écoulement, il est également indispensable d'étudier certains paramètres physiques au sein de l'avalanche. Le radar ayant déjà été utilisé dans ce but, nous avons tenté de savoir si les propriétés acoustiques de la neige pouvaient nous permettre d'obtenir quelques données sur la densité du milieu, sa granulométrie, sa continuité. L'avantage de l'étude de la propagation d'une onde acoustique par rapport à celle d'une onde électromagnétique est que la première ne fait intervenir que les caractéristiques mécaniques du milieu, alors que la seconde tient compte de ses propriétés diélectriques. Ce travail sera présenté dans la seconde partie de ce document.

Les différents types de mesures étant définis, il reste à préciser le site expérimental où nous pourrions les réaliser.

I.4 Définition d'un site expérimental

Un tel site est défini par sa situation, sa topographie mais également par les infrastructures à mettre en place. Sa définition consiste à préciser, dans les deux cas, les contraintes auxquelles il doit répondre, puis à choisir la solution optimale.

I.4.1 Les contraintes et les solutions concernant le site proprement dit

Pour être fiables, les expériences doivent être reproductibles et en nombre suffisant. Leurs résultats doivent également être facilement exploitables par les modèles. A partir de ces considérations générales, les contraintes auxquelles doit répondre un site expérimental sont :

- La possibilité d'observer, le même jour, plusieurs avalanches denses sur un même site avalancheux avec une fréquence annuelle élevée. Ceci permet d'étudier la dynamique d'une avalanche pour une même neige et différentes topographies et inversement. Cette contrainte peut être respectée par le versant ensoleillé d'une montagne (pour obtenir des écoulements denses) où peuvent se produire plusieurs types d'avalanches (de versant, de couloir).

La fréquence des avalanches est liée à l'enneigement (altitude) et à la rapidité d'intervention. Le site doit être situé soit dans un domaine skiable sécurisé par les responsables de la station, soit à proximité d'une route d'altitude, ouverte toute l'année. Dans ce dernier cas, il est nécessaire qu'une équipe d'intervention composée d'artificiers et d'expérimentateurs soit disponible pendant tout l'hiver.

- Une topographie simple, afin de faciliter la modélisation . Des couloirs non rectilignes ou ayant des barres rocheuses, par exemple, sont à éviter dans un premier temps.

- La possibilité d'observer des écoulements d'une ampleur suffisante permettant l'obtention d'une phase d'écoulement établi (voir paragraphe précédent). Toutefois, la capacité de destruction de cette avalanche ne doit pas être trop importante pour permettre l'installation d'une instrumentation dans le chenal d'écoulement. De plus, les interventions doivent se faire sans danger pour les personnes et les biens.

Ces contraintes sont difficiles à respecter simultanément. Le site expérimental de la Division Nivologie du CEMAGREF, situé au col du Lautaret, respecte la plupart d'entre elles. Toutefois, ce site connaît, depuis quelques années, une fréquence annuelle de périodes avalancheuses assez faible. De plus, les interventions sont assurées par des membres de la Division. Six personnes au moins doivent pouvoir se libérer très rapidement pendant tout l'hiver, même pendant les jours de repos (congelés d'hiver, week-end,...). En 1990-91 et 1991-92, deux interventions par an ont été possibles, aucune en 1992-93, compte tenu des conditions nivo-météorologiques.

Enfin, les avalanches que nous avons pu déclencher artificiellement avaient une ampleur juste suffisante. La partie de l'écoulement située juste à l'amont du front, ayant une vitesse à peu près identique à celui-ci, est peu importante.

Dans ce cas, l'avalanche est pratiquement déjà dans sa phase d'arrêt [Gubler, 1985].

Pour toutes ces raisons, nous avons recherché un autre site pour compléter notre dispositif expérimental.

En effet, celui du Col du Lautaret pourrait être utilisé pour réaliser des prises de vues rapprochées de l'écoulement et la stéréophotographie à cadence rapide. La facilité de s'approcher de l'écoulement permet également son utilisation pour tester les nouveaux types de capteurs. Il est en effet indispensable d'observer visuellement l'écoulement à l'emplacement du capteur pour comprendre un éventuel dysfonctionnement (capteur endommagé, placé en dehors de l'écoulement dense ou enfoui dans le manteau neigeux...).

Un autre site expérimental serait utilisé pour obtenir un grand nombre de mesures à l'aide de capteurs éprouvés au Col du Lautaret. Situé sur un domaine skiable, il serait équipé d'une instrumentation entièrement automatisée, placée à la saison. Les avalanches seraient déclenchées par les responsables de la sécurité des pistes de ski qui relèveraient également les principales caractéristiques de l'écoulement (volume de neige mis en mouvement, estimation de la reprise, position du dépôt).

Ce dispositif, composé de deux sites complémentaires nous semble le plus adapté pour obtenir un nombre suffisant de données.

Nous avons recherché ce site complémentaire en différents endroits (Maurienne, Isère et Hautes-Alpes). Le site de Poutran, situé dans le domaine skiable de l'Alpe d'Huez nous a semblé le plus approprié (voir annexe 1.2). Le principal inconvénient de ce site pourrait être la faible ampleur des écoulements (avalanches de versant de 400 m de long pour une dénivelée de 200 m environ). Toutefois, celle-ci semble suffisante au vu des observations faites par les responsables artificiers de ce secteur.

1.4.2. Infrastructure générale du site

1.4.2.1 Généralités

Un site expérimental doit bénéficier d'un minimum d'infrastructures pour accueillir les différents capteurs.

Concernant, la stéréophotogrammétrie à cadence rapide, l'installation nécessaire à celle-ci existe déjà au Col du Lautaret depuis 1979. Elle est constituée de deux poteaux espacés d'une centaine de mètres sur lesquels un appareil photographique peut être fixé (voir annexe 1.1 pour leur localisation sur le site). A partir de ces emplacements, 4 couloirs peuvent être observés. Des repères fixes ont été installés pour permettre la photorestitution des images [Gallois, 1977].

Les premières prises de vues rapprochées que nous avons réalisées à l'aide d'une caméra vidéo ont été faites sans aucune infrastructure spécifique. L'objectif de ces premières tentatives était de vérifier si il était possible de filmer la surface de l'écoulement et de déterminer le meilleur poste de prise de vues en bordure du couloir. Il fallait également vérifier si les images obtenues permettaient de mesurer la vitesse à la surface de l'avalanche à l'aide des

techniques de traitement d'images. Ce travail réalisé, nous avons mis en place pour la saison 1992-93 une plate-forme sur la rive gauche du couloir répertorié sous le n°2 sur le plan de l'annexe 1.1. Elle devait permettre de positionner la caméra toujours de la même manière, quel que soit l'enneigement. Des jalons ont également été placés dans le champ de vision de la caméra pour faciliter la restitution des images en trois dimensions. Cet équipement n'a malheureusement pas pu être utilisé pendant la saison 1992-93.

A terme, l'installation d'un portique au-dessus du couloir permettrait de faire des prises de vues, à l'aide de deux caméras, au-dessus de l'écoulement. Cet équipement rendra plus facile l'étude du champ des vitesses à la surface de l'écoulement comme nous allons le montrer dans le chapitre suivant.

L'infrastructure la plus délicate à définir et à mettre en place est le support des capteurs. Implanté sur le passage de l'avalanche, il doit résister à sa poussée tout en modifiant le moins possible son écoulement. Il doit également pouvoir accueillir différents types de capteurs.

En 1990, la Division Nivologie a installé un support profilé dans le couloir n° 2 (voir annexe 1.1). Un pylône, ancré dans un massif de béton, a été placé perpendiculairement à la pente. Il supporte deux demi-coques moulées (voir figure 1.18). Celles-ci sont profilées pour diminuer la traînée. Haut de 4,5m, le support possède, sur chaque demi-coque, 9 bossages espacés de 0,5 m pouvant accueillir chacun un capteur. Ceux-ci sont donc déportés de quelques centimètres de la paroi du support et peuvent être reliés à une centrale d'acquisition ou à une armoire de commande par un réseau de câbles électriques installé à l'intérieur du support.

Grâce à la présence de ce support, quelques expériences ont pu être réalisées dès la saison 1990-91. Nous avons pu vérifier par exemple le bon fonctionnement de la station d'acquisition développée par la société MAATEL à partir du cahier des charges que nous avons établi [MAATEL, 1991]. Ces premières expériences nous ont permis de nous rendre compte des principaux points à améliorer pour la conception d'un nouveau type de support, à savoir :

- La mise en place du câblage électrique et des capteurs doit être simple. Actuellement, il faut désolidariser les deux demi-coques pour modifier le câblage électrique. De plus, la fixation des capteurs sur les bossages supérieurs est difficile, compte tenu de l'inclinaison du support par rapport à la verticale. Or, si en théorie, les capteurs sont placés pour toute la saison, il est certain que pendant leur phase d'élaboration, ils devront être manipulés.
- Les déplacements du support sont très importants pendant l'écoulement. Travaillant comme une poutre encastree, le pylône connaît un mouvement oscillatoire d'une amplitude de plusieurs centimètres que nous avons pu observer à partir des films vidéo. Ces mouvements ont une interférence certaine avec les signaux continus reçus par les capteurs. Pour limiter leurs effets, il faut donc limiter leur importance.
- Même profilé, le support provoque une forte perturbation de l'écoulement de l'avalanche dans son proche voisinage. Nous ne sommes donc pas certains de la nature de l'écoulement aux différents points des capteurs, ceux-ci étant situés 0,5 m à l'aval du bord d'attaque du support.



Photographie 1.18 : Support de capteurs
au Col du Lautaret

A partir de ces observations, nous avons défini un autre type de support que nous présentons dans le paragraphe suivant.

1.4.2.2 Étude de la structure d'un support de capteurs

a) Présentation générale

Les principaux points que nous avons voulu respecter, hormis la résistance aux poussées, sont :

- la facilité de mise en place des capteurs et de leur câblage, la rigidité de la structure ;
- la limitation de la perturbation de l'écoulement par le support au niveau des capteurs. Pour ce dernier point, nous avons tenté de trouver un moyen de placer les capteurs plutôt à l'amont du support qu'à l'aval.

Le principe retenu est un tripode composé d'un tirant amont supportant les capteurs et de deux piliers aval verticaux assurant la stabilité de l'ensemble. Le tube amont devant avoir une flèche très faible (inférieure au mm), et un diamètre minimal (inférieur à 100 mm), une jambe de force a été prévue à mi-longueur (voir figure 1.19).

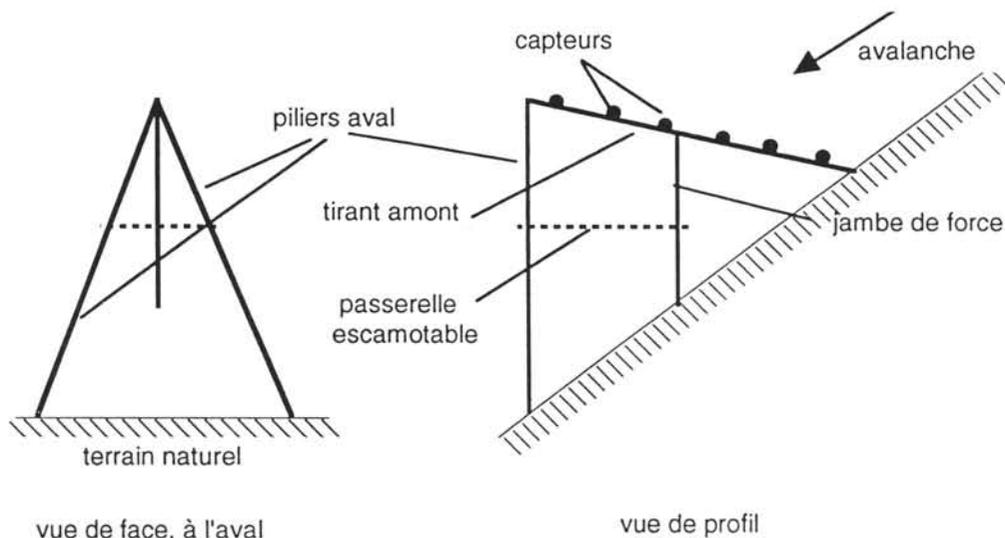


Figure 1.19 : Schéma de principe d'un support de capteurs

On accède aux capteurs situés en haut du support à l'aide d'échelons placés sur les piliers aval et d'une passerelle amovible posée sur des supports fixés aux piliers aval et central. Les câbles électriques sont placés dans une réservation fixée à l'aval du tirant amont (voir figure 1.20). Des regards espacés régulièrement permettent de les tirer facilement.

b) Dimensionnement

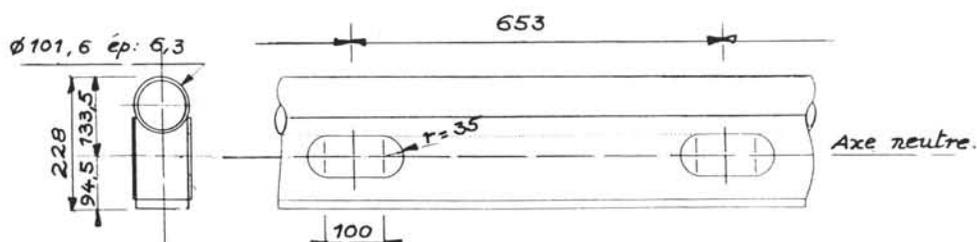


Figure 1.20 :Poutre supportant les capteurs

Les principaux points à respecter sont :

- Les contraintes exercées par l'avalanche

- La hauteur efficace H_e du support, mesurée perpendiculairement au plan de l'écoulement. Elle correspond à la hauteur de l'écoulement.
- Le diamètre du tirant amont ainsi que sa flèche doivent être minimisés. Ceci conduit à rechercher une longueur et une inclinaison optimale pour cet élément. En effet, la flèche est une fonction croissante de la longueur et les contraintes exercées par unité de longueur sont une fonction décroissante de l'angle que fait ce pylône avec la perpendiculaire à l'écoulement.
- Au moins 75% des efforts \vec{F} transmis aux pylônes aval doivent s'exercer parallèlement à la verticale. Ce qui signifie que l'angle β (voir figure 1.21) doit être inférieur à $18,5^\circ$.

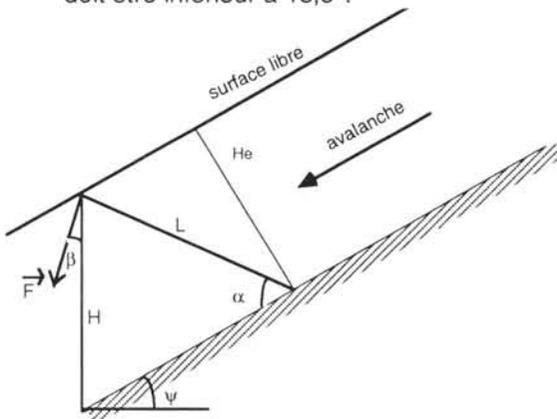


Figure 1.21 : Représentation géométrique du support

* Les contraintes exercées par une avalanche :

La neige en mouvement étant considérée habituellement comme incompressible, ces contraintes sont définies par :

$$P = C_x \frac{1}{2} \rho V^2 s$$

avec

V : vitesse de l'avalanche

ρ : masse volumique de l'avalanche

s : section du maître-couple (section maximale du corps par un plan normal à l'écoulement)

C_x : coefficient de traînée

Hormis s , tous les autres paramètres ne sont pas connus a priori. La difficulté vient d'abord du fait que nous avons pratiquement peu de données sur la dynamique des avalanches qui se produisent sur le nouveau site que nous voulons équiper. Lorsque celui-ci est situé sur le

domaine skiable d'une station de ski, nous disposons des observations faites par les personnes déclenchant préventivement ces avalanches. Ce travail de protection est fait régulièrement pendant l'hiver et limite les possibilités de fortes accumulations de neige. La fréquence des avalanches de grande ampleur est fortement diminuée. Ceci nous permet de dimensionner l'ouvrage non pas en fonction d'un événement majeur mais en fonction des avalanches les plus fréquentes. Nous définissons ainsi une avalanche dite de projet qui sera retenue comme base de calcul. Nous avons alors quelques données sur la densité de la neige, le volume mis en mouvement et la distance d'arrêt. La vitesse est estimée à partir d'une simulation numérique de l'écoulement ajustée à ces observations.

Par contre, Il existe peu de données sur les coefficients de traînée de différents corps. Ce coefficient dépend de la forme et de la rugosité du corps (un cylindre dans le cas étudié), de la vitesse de l'écoulement et de la viscosité du fluide. Dans l'air ou l'eau, la valeur prise habituellement est 1,2 [Muller, 1975], [Carlier, 1972]. Mais ce coefficient est certainement plus élevé pour les avalanches denses. Nous avons tenté d'estimer la valeur de ce coefficient pour une avalanche dense ayant une vitesse comprise entre 10 et 20m/s. Nous nous sommes basé sur les études réalisées pour les fluides visqueux newtoniens [Comolet, 1982] ou de Bingham [Pazwash et Robertson, 1975], et pour les fluides granulaires [Norem, 1990]. Nous avons utilisé les valeurs des coefficients de viscosité proposées par différents auteurs, [Nishimura et Maeno, 1989], [Runich et Zalikhanov, 1972], [Dent, 1982]. Nous avons retenu une valeur de 2,3 pour ce coefficient C_x . Toutefois, sa précision est de peu d'importance au regard de l'incertitude portant sur celle de la vitesse qui est liée à la validité du modèle numérique utilisée mais surtout aux hypothèses faites pour retenir l'avalanche de projet.

* *Les dimensions du support*

A partir des critères à respecter, nous obtenons ainsi, pour une hauteur efficace H_e donnée et une pente du terrain d'angle ψ (voir figure 1.21) :

$$H = \frac{H_e}{\cos \psi} \quad \text{avec } H : \text{ hauteur des pylônes aval}$$

$$\psi < \alpha < \beta + \psi = 18,5^\circ + \psi \quad \text{avec } \alpha : \text{ inclinaison du tirant amont}$$

$$L = \frac{H_e}{\sin \alpha}$$

Il ne reste plus qu'à déterminer l'angle α afin d'optimiser la longueur L du tirant amont pour réduire la flèche et les contraintes par unité de longueur. Mais ceci ne peut se faire que si les contraintes exercées sur le support par l'avalanche ont été définies.

c) Application

Ces différentes règles ont été utilisées dans un cas réel pour la mise en place d'un support de capteurs sur le site expérimental de Poutran. Le dimensionnement des éléments de cette structure et de ses fondations a été réalisé par des étudiants de l' IUT de Génie Civil de Grenoble **[Maurel T. et Gontier O., 1992]** sur la base d'un cahier des charges que nous leur avons fourni. L'avalanche de projet retenue à partir des observations du responsable de la sécurité de ce secteur est :

- Avalanche dense de versant d'une largeur de 40 m
- Pente moyenne : 38°
- Végétation herbacée non entretenue
- Hauteur de la fracture dans la zone de départ : 0,8 m
- Hauteur de la neige reprise pendant l'écoulement : 0,8 m
- Épaisseur du manteau neigeux : 1m
- Densité de la neige : 0,35
- Altitude de départ : 2000 m
- Altitude d'arrivée : 1800m
- Longueur du dépôt de neige : 80 m

L'estimation de la vitesse (14 m/s) et de la hauteur de l'écoulement (2,5m) dans la zone de transition, 100 m en dessous de la zone de départ, a été obtenue à l'aide du modèle numérique d'avalanche de neige dense utilisé à la Division Nivologie du CEMAGREF. Les coefficients ont été ajustés à partir des caractéristiques de l'avalanche de projet. Ces valeurs sont proches de celles observées sur le site expérimental du Lautaret pour des avalanches similaires.

A partir de ces estimations, et en prenant un coefficient de traînée de 2,3, les contraintes exercées par l'avalanche sur les pylônes, parallèlement à l'axe de l'écoulement est de 80 kN/m^2 . Toutefois, le dimensionnement de la structure a été réalisé avec un coefficient de sécurité de 1,5 et en supposant que l'axe de l'écoulement pouvait faire un angle de 5° avec l'axe du support.

Nous avons alors retenu une hauteur efficace H_e de 3,5 m et un angle β de 50° entre le tirant amont et le terrain.

Ce projet a fait l'objet d'un appel d'offres en Juin 1992 auprès de différentes entreprises. Mais les propositions que nous avons reçues ne nous ont pas permis de réaliser cet ouvrage, compte tenu du budget dont nous disposions.

Conclusion

Dans la première partie de ce rapport consacrée aux études préalables à l'instrumentation d'un site, nous avons fait le point sur les modèles existants. Nous avons rappelé les principales hypothèses sur lesquelles ils reposent. Certaines d'entre elles ont été étudiées à partir de simulations physiques et d'expériences de terrain. A partir de ce constat, nous avons décidé d'orienter nos recherches sur des techniques de mesures permettant :

- de continuer à définir le domaine de validité des modèles existants et ajuster leur différents paramètres à des écoulements réels ;
- d'améliorer les connaissances actuelles sur la physique de l'écoulement en étudiant le front, la densité à l'intérieur de l'avalanche en fonction du temps, et en complétant les mesures de profils de vitesses obtenues par le laboratoire suisse du Weissfluhjoch.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons retenu certains principes de mesures, à savoir :

- La stéréophotogrammétrie à cadence rapide pour mesurer la vitesse du front, sa hauteur, la trajectoire de l'avalanche, les volumes de neige mis en mouvement ou déposés pendant son écoulement. Ces mesures permettront d'ajuster les modèles.
- Le traitement des images obtenues à partir de prises de vues rapprochées de la surface de l'écoulement au moyen d'une caméra vidéo. L'objectif est d'obtenir des informations sur le front et de mesurer le champ des vitesses à la surface de l'écoulement.
- L'utilisation des propriétés acoustiques de la neige pour mesurer la vitesse à l'intérieur de l'écoulement et surtout la nature du milieu en mouvement (milieu continu ou non, densité).

Si l'utilisation de la stéréophotogrammétrie à cadence rapide est une technique utilisée depuis plusieurs années, ce n'est pas le cas des deux autres.

Nous avons donc étudié la possibilité d'utiliser les propriétés acoustiques de la neige pour atteindre nos objectifs. Ce travail fait l'objet du chapitre suivant.

De même, nous devons vérifier la possibilité de prises de vues rapprochées de la surface de l'écoulement et comment utiliser les techniques de traitement d'images pour y mesurer le champ des vitesses. Cette étude sera présentée dans la dernière partie de ce rapport.

Les mesures acoustiques nécessitant la mise en place de capteurs au sein de l'écoulement, nous avons défini les principales caractéristiques d'un support de capteurs. Cette étude a été rappelée au paragraphe précédent. La réalisation d'un tel support n'a malheureusement pas pu être possible.

II. Le capteur acoustique

II Le capteur acoustique

Introduction

La propagation d'une onde acoustique ne fait intervenir que les propriétés mécaniques du milieu traversé. Le capteur que nous voulons mettre au point doit permettre :

- d'étudier les caractéristiques du milieu (densité, continuité...),
- de mesurer la vitesse en plusieurs points à l'intérieur de l'avalanche.

Concernant la densité, nous nous sommes basés sur le fait que les caractéristiques acoustiques d'un milieu sont, en général, étroitement liées à ses caractéristiques mécaniques. Ainsi, l'idée de base du capteur est de mesurer un ou plusieurs paramètres acoustiques de la neige en mouvement qui permettraient d'étudier sa densité.

Pour le second objectif, à savoir la vitesse de l'écoulement, il est possible, comme nous l'avons rappelé au chapitre précédent pour les ondes électromagnétiques, de mesurer la vitesse de l'avalanche entre deux capteurs, à partir de l'intercorrélation entre les signaux qu'ils reçoivent et enregistrent en continu (voir § 1.3.2.3, b). Avec le même principe (voir figure 2.1), nous devrions pouvoir mesurer la vitesse de l'écoulement entre les couples d'émetteurs-récepteurs à partir de l'intercorrélation entre les signaux perçus par les microphones. L'avantage de cette méthode est qu'elle ne nécessite pas la connaissance des propriétés acoustiques du milieu pour interpréter les mesures. Elle est donc un bon complément de l'étude de la composition du milieu. Une préétude a permis de vérifier qu'il était possible de mesurer la variation de l'atténuation du signal pendant un écoulement de neige [Gay, 1993], et donc, à terme, de mesurer la vitesse à l'intérieur de l'écoulement.

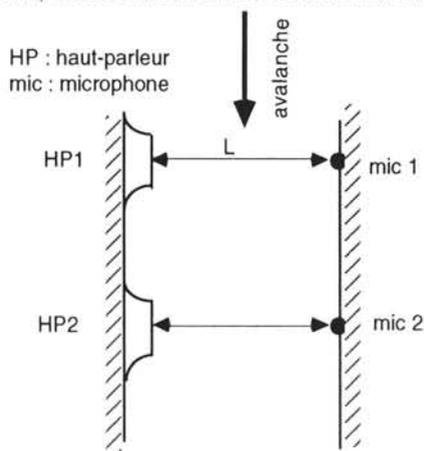


Figure 2.1 : Schéma de principe d'un dispositif permettant de mesurer la vitesse au sein de l'avalanche

La fiabilité d'un capteur est souvent liée à sa simplicité. La démarche que nous avons suivie fut de tenter de déterminer le ou les paramètres acoustiques permettant de connaître, le plus simplement possible, la densité de la neige en mouvement. Mais il est certain que les autres caractéristiques de la neige auront une influence sur les liens pouvant exister entre sa densité et ses propriétés acoustiques. Trouver des relations entre ces nombreux paramètres nécessite alors l'utilisation d'un modèle de propagation d'une onde acoustique

Après avoir rappelé les principales caractéristiques microstructurales et mécaniques de la neige, nous ferons le point des connaissances actuelles sur les propriétés acoustiques de la neige. En nous servant de données disponibles [Buser, 1986], nous présenterons quelques résultats concernant les propriétés acoustiques pour une neige naturelle, de densité inférieure à 0,4. Nous exposerons ensuite les expériences que nous avons dû réaliser pour étendre les connaissances actuelles aux neiges denses, sèches ou humides. Enfin, à partir des résultats que nous avons obtenus, nous proposerons une méthode permettant d'étudier la densité d'une neige en mouvement ainsi que les principes d'un capteur acoustique permettant d'atteindre cet objectif.

II 1 Les principales caractéristiques microstructurales et mécaniques de la neige

Constituée d'air et de grains de glace, la neige est caractérisée principalement par :

- la taille et la forme de ses grains,
- sa densité et sa porosité,
- sa Teneur en Eau Liquide (TEL),
- les liaisons entre les grains,
- sa compressibilité,
- sa plasticité et sa viscosité.

II.1.1 La taille et la forme des grains

Entre sa formation dans le nuage et son intégration au manteau neigeux, le cristal de glace subit de nombreuses transformations [**Pahaut et Sergent, 1991**]. Sa forme initiale varie tout d'abord en fonction de la température qui règne dans le nuage. Le cristal peut avoir la forme d'une étoile, d'une plaquette ou d'une aiguille [**Pahaut, 1975**]. Sous cette forme la neige est qualifiée de fraîche.

Cette neige fraîche va alors se transformer pendant ou juste après sa chute, sous les effets du vent ou du poids de la neige qui continue à tomber. On obtient des débris de cristaux appelés particules reconnaissables.

Ces dernières vont alors connaître une métamorphose sous une action thermodynamique. Elles se transforment soit en grains fins arrondis (métamorphose isothermique) soit en givre de profondeur appelé également gobelets (métamorphose de gradient). Ces derniers sont des petits cônes de glace caractérisés par des faces planes striées. Leur formation est provoquée par la présence d'un fort gradient de température provoquant un transfert de matière de la partie inférieure du cristal à sa partie supérieure. Il est possible de former ces gobelets, expérimentalement, à partir d'une neige fraîche ou de particules reconnaissables en maintenant artificiellement un fort gradient de température à travers l'échantillon de neige [**Delsol, Pahaut et Pougatch, 1974**]. Nous utiliserons ce procédé lors de nos expériences, pour étudier les propriétés acoustiques du givre de profondeur.

Enfin, tous les grains connaissent une métamorphose dite de fonte, provoquée par la présence d'eau libre entre les cristaux. On obtient des gros grains ronds.

La taille et la forme des grains dépendent donc de leur type (voir tableau 2.2). Il est possible de quantifier en laboratoire ces caractéristiques microstructurales grâce à différents paramètres mesurés en utilisant les techniques du traitement d'images [**Brunot, 1986**]. Ces paramètres sont :

- la surface moyenne de l'image de plusieurs grains issus d'un même échantillon de neige,
- la longueur maximale moyenne,

- le périmètre moyen,
- les rayons de courbure convexes ou concaves moyens du contour de l'image des grains.

Type	Symbole	Taille caractéristique	Forme
neige fraîche	+	très variable 0,1 à qq mm	très variable (étoiles, plaquettes...)
particules reconnaissables	λ	0,1 à 1mm	variable
grains fins	•	0,1 à 1 mm	grains convexes
givre de profondeur	Λ	0,3 à qq mm	variable (pyramide creuse, colonnes, aiguilles)
grains ronds	O	0,5 à qq mm	sphères + amas

Tableau 2.2 : Taille et forme des grains de neige [Pahaut et Sergent, 1991]

II.1.2 La densité et la porosité de la neige

La densité de la glace est égale à 0,917. On considère que celle de la neige peut varier entre 0,02 pour une neige fraîche et très froide et 0,5 pour une neige vieille (voir tableau 2.3). La neige de névé, constituée essentiellement de gros grains ronds, a une densité de l'ordre de 0,6 à 0,8.

La porosité de la neige, h , est le pourcentage de volume d'air inclus dans la neige par rapport au volume total de la neige. C'est la porosité gravimétrique.

Si V désigne un volume de neige et d sa densité, on a :

$$h = \frac{V_{\text{air}}}{V_{\text{neige}}} = \frac{V_{\text{neige}} - V_{\text{glace}}}{V_{\text{neige}}} = 1 - \frac{V_{\text{glace}}}{V_{\text{neige}}}$$

En négligeant la masse de l'air présent dans un volume de neige donné par rapport à celle de la glace contenue dans ce même volume, on obtient :

$$h \approx 1 - 1,09 d$$

Par la suite, nous utiliserons toujours cette approximation.

masse volumique type		< 50	$\frac{50}{100}$	$\frac{100}{150}$	$\frac{150}{200}$	$\frac{200}{250}$	$\frac{250}{300}$	$\frac{300}{350}$	$\frac{350}{400}$	$\frac{400}{450}$	$\frac{450}{500}$	>500	nombre de cas
+	%	7	33	49	11								190
λ	%		2	19	43	22	14						68
•	%			2	8	20	22	23	17	7	1		117
O	%					2	6	14	31	33	11	3	249
Λ	%					11	33	33	18	5			63

Figure 2.3 : Distribution de la masse volumique avec le type de grains [Pahaut, 1975]

II.1.3 La Teneur en Eau Liquide (TEL)

La TEL caractérise la quantité d'eau libre contenue dans la neige à 0°C. Plusieurs définitions sont proposées [Sergent, 1992]. La plus employée est la TEL volumique :

$$TEL_{vol} = \frac{V_{eau}}{V_{neige}}$$

La TEL ne dépasse pas 0,09. Au-dessus de cette valeur, l'eau s'écoule à travers la neige.

Il est possible de maîtriser, en laboratoire, la TEL d'un échantillon de neige par une méthode diélectrique [Brun, 1989]. Toutefois, nous n'avons pas retenu cette méthode, délicate à utiliser, pour l'étude des propriétés acoustiques de la neige humide. Nous avons simplement provoqué l'apparition d'une TEL dans nos échantillons en les maintenant plus ou moins longtemps dans un champ électrique (tension de 4 kV pour une fréquence de 20 kHz). La TEL fut ensuite mesurée à l'aide d'une méthode calorimétrique [Brun, Panel et Lafeuille, 1986].

La TEL est un paramètre important pour notre étude car elle peut varier pendant une avalanche dense, même pour une neige froide [Runich et Zalikhanov, 1972].

II.1.4 Les liaisons entre les grains

La cohésion de la neige dépend de la qualité des liaisons entre les grains. Les quatre principaux types de cohésion sont [Sergent, 1992] :

- La cohésion de feutrage. Elle caractérise la cohésion entre cristaux de neige fraîche ou de particules reconnaissables. Elle est due à l'imbrication de leurs nombreuses aspérités et dentrites. Mais cette cohésion est fragile et ne se rencontre certainement pas dans la neige formant une avalanche dense.
- La cohésion de frittage. Elle concerne les grains fins et se caractérise par la présence de ponts de glace entre les grains.
- La cohésion capillaire. Elle est obtenue par la présence d'une pellicule d'eau qui entoure les grains. Sa qualité dépend de la TEL. Pour de faibles valeurs de la TEL, la cohésion est bonne (régime pendulaire). Mais elle diminue rapidement si la TEL augmente (régime funiculaire). Ainsi, comme nous l'avons dit précédemment, l'importance de cette liaison entre grains peut donc varier fortement pendant une avalanche (voir paragraphe 1.2.2.1.1).
- La cohésion de regel. Elle est due au gel de l'eau liquide présente dans la neige. Les grains se soudent entre eux. Dans ce cas, le manteau neigeux est très stable et l'avalanche, même provoquée, très incertaine.

II.1.5 La compressibilité

La neige est d'autant plus compressible que sa densité est faible. Cette compression, qui modifie les liaisons entre grains, peut être naturelle et lente, provoquée par le poids des couches supérieures. La densité maximale ne dépasse pas alors 0,5 sauf pour les névés. La compression peut également être naturelle mais rapide lors d'une avalanche dense, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent. Des mesures que nous avons réalisées ont montré que la densité des boules de neige humide peut atteindre 0,65.

Artificiellement, la neige peut être compressée jusqu'à une densité proche de celle de la glace. A partir d'une densité de 0,7, il apparaît une recristallisation des cristaux [**Abele et Gow, 1976**].

Pour étudier les propriétés acoustiques d'une neige très dense, nous avons utilisé de la neige provenant de boules d'une avalanche dense et humide. Mais nous avons également compacté artificiellement différents types de neige (particules reconnaissables, grains fins et grains ronds) pour atteindre une densité de 0,68. Cette neige dense obtenue artificiellement n'a subi aucune recristallisation.

II.1.6 La plasticité et la viscosité de la neige.

En statique, la neige peut être considérée comme un matériau plastique et visqueux [**Sergent, 1992**], [**Mellor, 1964**]. Pour des températures négatives, une neige fraîche a une plus grande plasticité mais une plus faible viscosité qu'une neige composée de grains fins ou ronds. Lorsque la température de la neige augmente, sa plasticité augmente mais sa

viscosité diminue. Les plus faibles viscosités et les plus fortes plasticités sont obtenues avec de fortes TEL .

Ces observations concernent une neige homogène et au repos. Elles sont, par contre, difficilement transférables à l'ensemble du corps d'une avalanche dense. Toutefois, nos mesures acoustiques au sein de l'écoulement étant locales, ces propriétés restent valables à l'intérieur d'une boule de neige.

Toutes les autres propriétés mécaniques de la neige (fluage, résistance à la traction, au cisaillement...) [**Navarre, Taillefer et al., 1987**], n'interviennent pas directement dans l'étude des propriétés acoustiques de la neige.

II.2 Les propriétés acoustiques de la neige : premiers résultats

Dans cette partie, nous faisons le point des connaissances actuelles sur la propagation d'une onde acoustique dans la neige. Ce travail nous a permis d'orienter nos recherches. Nous présenterons ensuite quelques résultats que nous avons obtenus en utilisant des données déjà existantes pour les neiges de faible densité.

II.2.1 Rappel général sur les propriétés acoustiques d'un milieu continu

Toutes les propriétés acoustiques d'un milieu sont entièrement définies à partir de deux paramètres : le vecteur d'onde et l'impédance caractéristique.

II.2.1.1 Le vecteur d'onde

Une onde acoustique est un mouvement vibratoire à petites amplitudes. Les vibrations étant petites, la vitesse v des particules du milieu est donc petite. De même, les variations relatives de la pression et de la masse volumique sont faibles [Landau et Lifchitz, 1971]. Nous écrivons ces variables sous la forme :

$$p_t = p_0 + p \text{ et } \rho_t = \rho_0 + \rho$$

avec p et ρ les fluctuations respectivement de la pression et de la densité autour des valeurs de la pression et de la masse volumique du milieu au repos, p_0 et ρ_0 .

A partir de ces hypothèses, en négligeant la dissipation d'énergie et les termes du second ordre, les équations de propagation d'une onde acoustique dans un milieu continu, homogène, isotrope et infini sont :

conservation de la masse :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho_0 \operatorname{div}(v) = 0 \quad (2.1)$$

conservation de la quantité de mouvement (équation d'Euler) :

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{\rho_0} \operatorname{grad}(p) = 0 \quad (2.2)$$

En faisant maintenant l'hypothèse que la propagation de l'onde est adiabatique, et que la vitesse dérive d'un potentiel φ , on obtient :

$$K = \rho_0 \frac{\partial p}{\partial \rho} \quad (2.3)$$

K (Pa) : coefficient de compressibilité à entropie constante

$$v = \operatorname{grad} \varphi \quad (2.4)$$

Les équations (2.1) et (2.2) deviennent alors :

$$p = -\rho_0 \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} - c^2 \Delta \varphi = 0 \quad (\text{équation de d'Alembert}) \quad (2.6)$$

c est la vitesse du son dans le milieu considéré :

$$c^2 = \frac{K}{\rho_0} \quad (2.7)$$

Le coefficient de compressibilité adiabatique K étant considéré comme constant, l'égalité (2.7) indique qu'il existe une relation directe entre la vitesse du son dans un milieu continu et la densité de celui-ci.

Ainsi, nous avons, par exemple :

Pour l'air, $c = \sqrt{\frac{\gamma p_0}{\rho_0}} \quad (2.8)$

γ : rapport des capacités calorifiques,

A 0°C , la vitesse du son dans l'air sec est de 332 m/s. Cette vitesse

augmente de 0,6 m/s par $^\circ\text{C}$ ($c = \sqrt{\frac{RT}{m_{\text{mol}}}}$ T étant la température, R le nombre d'Avogadro et m_{mol} la masse molaire du gaz)

Pour l'eau, $c = \sqrt{\frac{K}{\rho_0}}$

$K = 2 \cdot 10^9$ Pa à la température ordinaire (10°C). La vitesse du son est alors égale à 1414 m/s.

Pour les milieux continus élastiques (les solides en général), la vitesse du

son, mesurée sur une éprouvette longue, est donnée par : $c = \sqrt{\frac{E}{\rho_0}}$

E (Pa) : module d'Young.

Pour le caoutchouc, $c = 50$ m/s,

Pour l'acier $c = 5900$ m/s

Pour la glace, $c = 3000$ m/s.

Si nous considérons maintenant le cas d'une onde plane, monochromatique, toutes les grandeurs physiques ne dépendent que d'une seule coordonnée, celle de l'axe de propagation ox . De plus, elles sont toutes des fonctions périodiques simples du temps. Le potentiel de la vitesse, φ , peut alors vérifier l'équation (2,6) sous la forme :

$$\varphi = \text{Re} \left\{ \psi_0 e^{-i\omega \left(t - \frac{x}{c} \right)} \right\}$$

Re : partie réelle

Si le milieu considéré est un fluide visqueux, et si la propagation n'est pas adiabatique, la viscosité et la conduction thermique entraînent une dissipation

de l'énergie des ondes acoustiques. Cette dissipation va avoir pour effet d'amortir exponentiellement l'amplitude des différents paramètres le long de l'axe de propagation ox [Landau et Lifchitz, 1971]. On définit alors un coefficient d'atténuation par unité-de longueur, α , tel que :

$$\psi_0(x) = \varphi_0 e^{-\alpha x}$$

Le potentiel de la vitesse devient :

$$\varphi = \text{Re} \left\{ \varphi_0 e^{-i\omega t - (\alpha + \frac{i\omega}{c} x)} \right\} \quad (2.9)$$

On appelle alors vecteur d'onde k , la grandeur complexe :

$$k = \alpha + \frac{i\omega}{c} \quad (2.10)$$

II.2.1.2 L'impédance acoustique

L'impédance acoustique est le rapport, en un point d'un milieu où se propage une onde acoustique, entre la variation de pression p et la vitesse v . Il existe deux types d'impédances :

- *l'impédance caractéristique*. Elle est le rapport entre p et v lorsque le milieu étudié est considéré comme infini. Dans le cas d'une onde plane, cette impédance est donc indépendante de l'abscisse x . Elle est un paramètre intrinsèque du milieu. Nous désignerons par la suite W , le rapport entre l'impédance caractéristique du milieu et celle de l'air ambiant.
- *l'impédance normale spécifique* à l'interface de deux milieux est le rapport qui existe réellement entre la pression p et la vitesse v en un point de l'interface provoqué par une onde incidente normale à cette surface. Cette impédance tient compte des conditions aux limites du milieu considéré. Nous nommerons par la suite Z le rapport entre cette impédance normale spécifique et l'impédance caractéristique de l'air ambiant.

Ces impédances permettent de calculer le coefficient de réflexion r d'une onde plane incidente se propageant dans un milieu semi-infini (désigné par l'indice 1), à la surface d'un corps (désigné par l'indice 2), perpendiculaire à l'axe de propagation. En effet, r est le rapport des pressions exercées par l'onde incidente et l'onde réfléchie, respectivement p_i et p_r . Nous avons alors :

$$r = \frac{p_r}{p_i} = \frac{Z_2 - W_1}{Z_2 + W_1} \quad (2.11)$$

$r = 1 \iff Z_2 = \infty$: la surface du corps est parfaitement réfléchissante. La vitesse de l'onde transmise $v_t (= v_i + v_r)$ est nulle.

$r = 0 \Leftrightarrow Z_2 = W_1$: le milieu 2 est identique au milieu 1.

$r = -1 \Leftrightarrow Z_2 = 0$: la pression s'exerçant à l'interface ($p_i + p_r$) est nulle (noeud de pression). Dans le cas d'une vibration forcée (la fréquence de l'onde émise est imposée) à l'entrée d'un

tube ouvert ou fermé à l'autre extrémité, il y a une mise en résonance du tube.

Ainsi, en négligeant la dissipation d'énergie, nous obtenons, pour un milieu continu, homogène, parcouru par une onde plane monochromatique :

$$W = \frac{\sqrt{K\rho_0}}{W_{\text{air}}}$$

W_{air} est l'impédance caractéristique de l'air ambiant ($= \sqrt{K_{\text{air}}\rho_{\text{air}}}$) qui peut s'écrire en utilisant (2.7) :

$$W_{\text{air}} = \rho_{\text{air}} c_{\text{air}}$$

D'où,

$$W = \frac{\sqrt{K\rho_0}}{\rho_{\text{air}} c_{\text{air}}} \quad (2.12)$$

$$k = i\omega \sqrt{\frac{\rho_0}{K}} \quad (2.13)$$

Ces deux égalités montrent que, pour les milieux continus, les paramètres acoustiques sont proportionnels à la masse volumique du milieu traversé.

Malheureusement, la neige n'est pas un milieu continu. Une étude bibliographique nous a permis de mieux cerner le mécanisme de propagation d'une onde acoustique dans un tel milieu.

II.2.2 La propagation du son dans la neige : rappels bibliographiques

Quelques auteurs ont considéré la neige dense comme un solide élastique afin de déterminer des relations empiriques entre les propriétés mécaniques et acoustiques de la neige, en particulier entre le module de Young et la vitesse du son [Mellor, 1965]. Les vitesses mesurées in situ étaient toutes supérieures à 500 m/s. Des relations empiriques très simples entre la vitesse du son et la masse volumique de la neige ont même été établies pour des neiges denses [Smith, 1965] :

$$\rho = \frac{c+6285}{24282} \text{ pour } 0,4 < d < 0,6$$

$$\rho = \frac{c+120}{13781} \text{ pour } 0,6 < d < 0,9$$

Avec :

ρ : masse volumique de la neige (kg/m^3),
 c : vitesse du son (pieds/s).

Mais Ora a constaté, par des mesures in situ avec une neige peu dense ($d < 0,35$), que la vitesse du son varie avec la racine carré de la température et reste toujours inférieure à la vitesse du son dans l'air libre [Oura, 1952]. Il suppose alors que la propagation se fait par les pores de la neige. Il conforte son hypothèse en observant que la vitesse du son diminue lorsque la densité augmente (diminution de la porosité) et que, pour une même densité, cette vitesse augmente avec la taille des grains (augmentation du diamètre des pores ?). Enfin, il montre également que l'atténuation augmente avec la fréquence. Cette constatation recoupe les calculs théoriques de la propagation du son dans un petit tube lorsque la viscosité et la conduction thermique ne peuvent être négligées [Morse et Ingard, 1968]. Tous ces résultats ont été confirmés par des mesures en laboratoire [Ishida, 1965]. Mais ils ne concernent que des neiges peu denses.

En 1974, Bogorodsky propose alors une interprétation permettant d'expliquer l'ensemble des résultats précédents [Bogorodsky, 1974]. Il suppose que pour les faibles densités, la propagation se fait essentiellement par les pores. La vitesse du son diminue alors avec la densité, passe par un minimum pour une densité proche de 0,3 puis augmente de nouveau pour atteindre la vitesse de propagation longitudinale dans la glace. Ainsi, pour des densités supérieures à 0,3, la propagation se ferait plutôt par les cristaux de glace (voir figure 2.4).

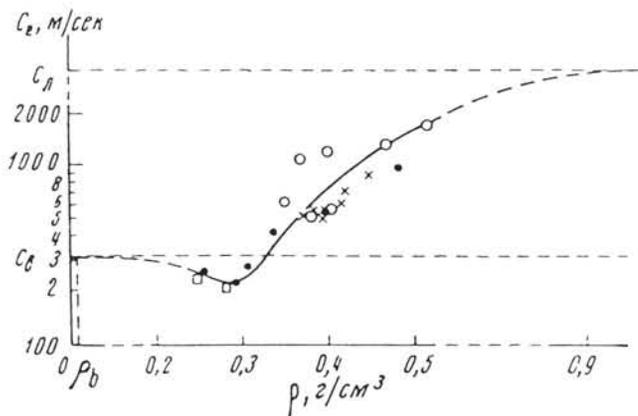


Figure 2.4 : La vitesse du son en fonction de la densité de la neige [Bogorodsky, 1974].

A partir de ce constat, Johnson suppose l'existence de 3 ondes simultanées [Johnson, 1978] :

- une onde longitudinale dite de première espèce se propageant par les cristaux de glace,
- une onde longitudinale dite de seconde espèce se propageant à travers les pores,
- une onde de cisaillement se propageant perpendiculairement à l'axe de propagation des deux précédentes.

Johnson propose alors d'utiliser le modèle de Biot sur la propagation du son à travers un milieu poreux rempli d'un fluide compressible et dont le squelette serait élastique [Biot, 1962]. Ce modèle suppose que les deux ondes longitudinales sont couplées. Mais ce couplage n'a pas pu être mis en évidence expérimentalement pour les neiges de densités inférieures à 0,4 [Buser, 1986]. D'autres auteurs, [Sommerfeld, 1982], [Lee et Rogers, 1984] supposent alors que selon la porosité du milieu, l'une des deux ondes longitudinales est prépondérante.

Au vu de ces premiers résultats, il semble préférable d'étudier les ondes se propageant par la structure solide. En effet, la neige transportée par une avalanche dense a une densité souvent supérieure à 0,3. Des relations simples ont déjà été établies par Smith entre le paramètre que nous voulons étudier, la densité, et un seul paramètre acoustique, la vitesse du son.

Mais les expériences préliminaires que nous avons menées en laboratoire ont mis en évidence les difficultés opérationnelles pour étudier l'onde se propageant par la structure solide de la neige. Cette constatation a été faite par d'autres chercheurs [Zephoris, Martin et al., 1975], [Lee, 1984]. Ces expériences nécessitent un couplage parfait entre la neige et le couple d'émetteurs-récepteurs. Cette contrainte est difficile à respecter avec un milieu poreux. Le couplage est obtenu soit en lissant la neige lorsqu'elle est très dense, soit, pour la neige fraîche, en créant un pont de glace ou en tassant la neige contre les capteurs. Sans ces précautions, une lame d'air est présente entre l'émetteur et la glace. Or, l'impédance caractéristique normalisée de la glace étant de l'ordre de 8000, le coefficient de réflexion entre l'air et la glace est pratiquement égal à 1 (voir formule (2.11)). Dans ce cas, l'onde est pratiquement entièrement réfléchie.

Ces précautions expérimentales sont irréalisables pour étudier la neige en mouvement. Nous avons donc orienté notre recherche sur les propriétés de la propagation d'une onde acoustique à travers les pores de la neige. Des expériences réalisées in situ nous ont permis de constater que, pour une neige de densité voisine de 0,4, l'onde était complètement atténuée au bout de quelques centimètres pour une fréquence de 20 kHz. Ces résultats sont confortés par ceux d'autres chercheurs [Lang, 1976]. De ce fait, nous sommes limités à l'étude des ondes sonores avec une fréquence comprise entre 500 et 4000 Hz.

De nombreux chercheurs se sont intéressés à la propagation du son à travers les pores d'un milieu poreux, en particulier pour l'étude des sols et matériaux absorbants [Delany et Bazley, 1970], [Embleton, Piercy et Daigle,

1983], [Nicolas et Berry, 1984]. Des relations empiriques ont été établies entre la perméabilité du matériau à l'air, notée σ , et ses paramètres acoustiques. σ traduit la résistance que rencontre un flux d'air à travers un milieu poreux, par unité de longueur.

$$\sigma = \frac{\Delta p}{Lv} \quad (2.14)$$

Avec

Δp : différence de pression entre les deux faces de l'échantillon,
 v : vitesse du flux d'air traversant l'échantillon,
 L : longueur de l'échantillon.

Malheureusement, ce paramètre, facile à mesurer en laboratoire, ne dépend pas uniquement de la porosité (voir figure 2.5). Il dépend également de la viscosité de l'air, du diamètre des pores et de leur forme [Zwikker et Kosten, 1949]. Ainsi, l'estimation de σ à partir de la mesure de paramètres acoustiques de la neige, en particulier la vitesse du son, ne nous permet pas de conclure directement sur la densité.

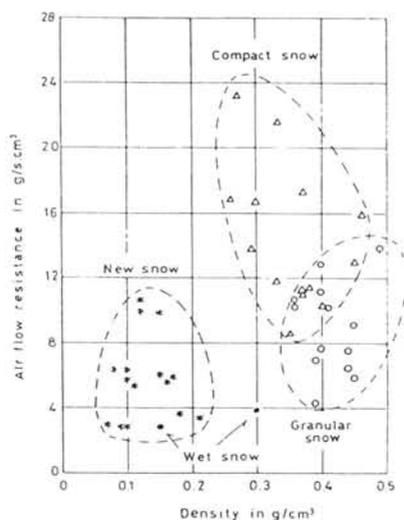


Figure 2.5 : La perméabilité à l'air de la neige en fonction de sa densité [Ishida, 1965]

Hormis ces résultats inutilisables dans le cadre de notre étude, nous disposons de quelques mesures directes de la vitesse du son et du coefficient d'atténuation [Oura, 1952], [Lang, 1976], [Ishida, 1965]. Mais elles sont trop ponctuelles et insuffisantes pour permettre d'établir une relation empirique entre ces paramètres et la densité. Par contre, nous pouvons disposer d'un grand nombre de mesures d'impédances spécifiques réalisées en laboratoire [Buser, 1986].

II 2.3. Utilisation directe des mesures de O.Buser.

Les mesures du coefficient de réflexion pour différents échantillons de neige réalisées par Buser lui ont permis d'obtenir les valeurs des impédances spécifiques correspondantes à partir de l'égalité (2.11). Ces données ont été obtenues en utilisant la méthode du tube à onde stationnaire appelé tube de Kundt. Ce procédé a fait l'objet d'une norme [AFNOR, 1985]. Son principe consiste à mesurer le coefficient de réflexion à la surface d'un échantillon placé au fond d'un tube fermé par une paroi parfaitement réfléchissante. Entre le haut-parleur et l'échantillon, se crée alors une onde plane stationnaire qui est la somme de l'onde plane monochromatique émise avec l'onde réfléchie. En déplaçant un microphone dans ce champ d'onde stationnaire, on mesure la pression maximale et minimale. L'atténuation de l'onde étant négligeable dans l'air (le diamètre du tube étant suffisamment grand) on obtient :

$$\left. \begin{array}{l} |p_{\max}| = 1 + |r| \\ |p_{\min}| = 1 - |r| \end{array} \right\} \Rightarrow |r| = \frac{|p_{\max}| - |p_{\min}|}{|p_{\max}| + |p_{\min}|}$$

La distance entre deux pressions minimales successives donne alors la demi-longueur d'onde dans l'air, λ . La distance D entre la surface de l'échantillon et le premier minimum de pression permet de calculer le déphasage $\Delta\phi$ entre l'onde incidente et l'onde réfléchie :

$$\Delta\phi = \pi \left(\frac{D}{\lambda/4} - 1 \right)$$

Pour obtenir des mesures plus précises, Buser automatise le procédé décrit ci-dessus pour mesurer la pression en tout point du champ d'onde stationnaire. Il mesure l'impédance spécifique de 22 échantillons différents de neige naturelle, de densité comprise entre 0,1 et 0,4. Il réalise ces mesures pour 25 fréquences différentes, entre 135 et 4 000 Hz [Buser, 1986].

Sans calculs intermédiaires, ces mesures montrent que le module du coefficient de réflexion r est fortement lié à la densité, pour une longueur d'échantillon donnée (figure 2.6). Par contre, la phase de r ne dépend pas de la densité (figure 2.7).

La relation empirique que nous avons établie entre r et d dans des conditions expérimentales données, possède un bon coefficient de détermination R^2 ($R^2 = \frac{\text{variance expliquée par la régression}}{\text{variance totale}}$).

Toutefois, r n'est pas un coefficient caractéristique d'un matériau donné et dépend fortement des conditions expérimentales. Avant de vérifier si une telle loi reste valable pour les neiges de forte densité, nous allons chercher si il existe de telles relations entre la densité et les paramètres acoustiques caractéristiques du milieu, W et k. Mais la détermination de W et k nécessite l'utilisation d'équations basées sur des hypothèses. C'est pourquoi dans le

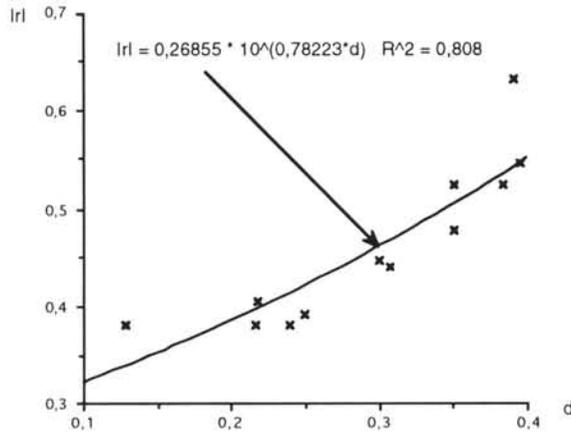


Figure 2.6 : Variation du module du coefficient de réflexion à la surface d'un échantillon de 6 cm de longueur plaqué, contre une paroi réfléchissante, pour une fréquence de 1935 Hz (d'après les mesures de [Buser, 1986])

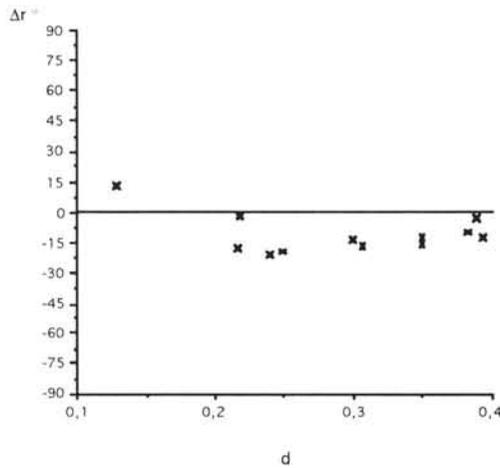


Figure 2.7 : Variation de la phase du coefficient de réflexion en fonction de la densité à la surface d'un échantillon de 6 cm de longueur, plaqué contre une paroi réfléchissante, pour une fréquence de 1935 Hz (d'après les mesures [Buser, 1986]).

II.2.4 La modélisation de la propagation d'une onde acoustique dans la neige

Introduction

De toute évidence, la neige est un milieu poreux. Et nous avons vu que, dans le cas de la propagation d'une onde sonore à travers les pores, l'énergie transmise à la structure ne permettait pas l'apparition d'une onde se propageant par les grains de glace. La neige peut donc être considérée comme un milieu poreux à structure rigide.

A partir de ce constat, différentes approches sont possibles. La première est la recherche de relations empiriques que nous avons rappelées au paragraphe précédent, entre les paramètres acoustiques de la neige et sa perméabilité à l'air. Mais nous avons vu au chapitre précédent que cette approche ne permettait pas une estimation de la densité de la neige.

La seconde approche possible est l'approche phénoménologique. Le milieu poreux est considéré comme un ensemble de tubes parallèles dont la section cumulée est égale à la porosité acoustique ha . La propagation se fait alors à travers chacun de ces tubes caractérisés par un coefficient de structure k' . La taille de ces tubes étant faible, l'atténuation est caractérisée par la perméabilité à l'air, σ , qui traduit les dissipations visqueuses. Par contre, la dissipation d'énergie par conductivité thermique est négligée. Ce type de modélisation, que l'on retrouve dans différents ouvrages (**Zwikker et Kosten, 1949**), (**Morse et Ingard, 1986**) a été utilisé et adapté par différents auteurs pour l'étude de la propagation du son dans différents types de matériaux. Mais cette approche n'a jamais été utilisée pour la neige. Ceci est dû certainement au fait que la recherche sur les propriétés acoustiques de la neige avait pour objectif l'étude de sa microstructure. Ce fut donc la troisième approche qui fut retenue.

En effet, la dernière approche est microstructurale et permet d'explicitier la perméabilité à l'air en fonction de la microstructure. Elle complète l'approche précédente en utilisant la théorie de Rayleigh sur la propagation d'une onde dans un tube cylindrique en tenant compte des frottements visqueux et de la conductivité thermique. Un premier modèle a été proposé par Zwicker et Kosten (**Zwicker et Kosten, 1949**). Il a été complété par Attenborough (**Attenborough, 1982**). Ce type de modèle a été utilisé avec succès dans le cas de la neige (**Buser, 1986**). C'est ce modèle que nous allons présenter.

II.2.4.1 Le modèle de Zwicker et Kosten

a) Les hypothèses

L'onde étudiée est plane et monochromatique. Le milieu poreux est assimilé à un ensemble de tubes de section circulaire constante, parallèles, tortueux et inclinés par rapport à l'axe de propagation de l'onde. Ces tubes sont remplis d'air par lequel se propage l'onde de pression. Le diamètre du tube est supposé suffisamment petit devant la longueur d'onde pour que seule l'onde plane unidimensionnelle, appelée mode fondamental, se propage réellement.

Les modes supérieurs de propagation, provoqués par la réflexion sur les parois du tube, ont une vitesse de phase qui augmente lorsque la fréquence utilisée diminue. Cette vitesse devient infinie pour une fréquence de coupure. Sous cette fréquence, aucune transmission du mode correspondant n'est possible et l'onde correspondante s'atténue très rapidement [Morse et Ingard, 1986].

Par contre, la dimension des tubes ne permet pas de négliger les effets de viscosité et de conduction thermique au voisinage des parois.

b) Les équations

Les équations générales de conservation de la masse (2.1) et de la quantité de mouvement (2.2) ont été établies pour un fluide parfait, homogène, isotrope et infini. Dans le cas qui nous intéresse, ces équations de conservation sont modifiées de la manière suivante [Zwikker et Kosten, 1949] :

- *Conservation de la masse :*

On considère que la vitesse de l'air dans les pores est d'autant plus grande par rapport à celle dans l'air libre que la section totale des pores est faible par rapport à celle de l'échantillon. Cette proportion est caractérisée par la porosité acoustique du milieu. L'équation (2.1) devient :

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + \rho_0 \frac{\partial (\frac{v}{h_a})}{\partial x} = 0 \quad (2.15)$$

- *Conservation de la quantité de mouvement (équation d'Euler) :*

On considère que la vitesse de l'air le long de l'axe de propagation dépend de la structure interne de la neige (inclinaison des tubes par rapport à l'axe principal de propagation, tortuosité). On lui attribue alors un coefficient de structure k' . Ce coefficient permet également de tenir compte des vibrations possibles de petites parties du squelette qui constituent les grains de glace dans le cas de la neige. Ce phénomène aurait tendance à augmenter l'inertie apparente de l'air. Mais l'influence de ces vibrations est faible dans le cas d'un milieu poreux à structure rigide. Dans le cas contraire, il est plus adapté d'utiliser un modèle de propagation à travers un milieu poreux flexible. Enfin, l'équation (2.2) est complétée par l'introduction d'un terme s'opposant à l'écoulement qui caractérise le frottement visqueux. On obtient ainsi, en négligeant les termes du second ordre :

$$\frac{k'}{h_a} \frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} - \sigma \frac{k'}{h_a} v \quad (2.16)$$

- *conductivité thermique :*

La conductivité thermique introduit une variation d'entropie s . Les effets dus à la viscosité, qui sont du second ordre en v , sont négligés. L'équation de la conduction thermique est alors donnée par :

$$T_0 \frac{\partial s}{\partial t} = K_{th} \frac{\partial^2 T}{\partial t^2} \quad (2.17)$$

T : variation de température autour de la température ambiante T_0 ,

K_{th} : coefficient de conductivité thermique.

Par la suite, nous utiliserons le coefficient de conduction thermique $\nu_{th} = \frac{K_{th}}{C_v \rho_0}$ qui a la même dimension que le coefficient de viscosité cinématique ν . C_v est le coefficient de chaleur massique à volume constant.

Les effets de la conduction thermique interviennent alors dans la relation qui existe entre la pression et la masse volumique. Les effets de viscosité étant négligeables dans les relations thermodynamiques, l'air peut être considéré dans ce cas, comme un gaz parfait. En prenant la pression et la température comme variables, on a :

$$\rho = \left(\frac{\partial \rho}{\partial p}\right)_T p + \left(\frac{\partial \rho}{\partial T}\right)_p T = \rho_0 \left(\frac{p}{p_0} + \frac{T}{T_0}\right) \quad (2.18)$$

$$s = \left(\frac{\partial s}{\partial p}\right)_T p + \left(\frac{\partial s}{\partial T}\right)_p T = C_p \left(\frac{T}{T_0} + \frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{p}{p_0}\right) \quad (2.19)$$

Rayleigh a proposé une solution générale de ce système d'équations dans le cas d'une onde plane monochromatique [Rayleigh, 1896]. Toutefois, la détermination des différentes constantes pour vérifier les conditions aux limites conduit à une équation non linéaire.

Zwicker et Kosten proposent alors de traiter séparément les effets de viscosité et de conduction thermique. La conduction thermique ayant pour principal effet de modifier les relations existant entre la pression et la masse volumique, le coefficient de compressibilité est calculé en négligeant les effets de la viscosité. De la même façon, la variation de masse volumique est calculée en négligeant les effets de la conduction thermique. Le détail des calculs est donné dans le livre de Zwicker et Kosten pages 27 à 33.

Pour retrouver la forme linéaire des équations de propagation dans un fluide parfait données en (2.5) et (2.6), les auteurs prennent la moyenne de la vitesse sur une section du tube parfaitement cylindrique et donnent au coefficient de compressibilité K et à la variation de masse volumique ρ des valeurs complexes. Ainsi, pour la propagation d'une onde acoustique dans un tube de rayon r' ils obtiennent :

Lorsque seule la viscosité est prise en compte, ν dépend de r' (loi de Poiseuille),

$$\rho = \rho_0 \frac{1}{1 - \frac{2}{\varepsilon \sqrt{-i}} \frac{J_1(\varepsilon \sqrt{-i})}{J_0(\varepsilon \sqrt{-i})}} \quad (2.20)$$

Avec

$$\varepsilon = r' \sqrt{\frac{\omega}{\nu}}$$

J_i fonction de Bessel d'ordre i .

Lorsque seule la diffusion thermique est prise en compte, v est indépendant de r' (loi d'Helmholtz),

$$K = p_0 \gamma \frac{1}{1 + \frac{2}{\sqrt{P_r \varepsilon} \sqrt{-i}} (\gamma - 1) \frac{J_1(\sqrt{P_r \varepsilon} \sqrt{-i})}{J_0(\sqrt{P_r \varepsilon} \sqrt{-i})}} \quad (2.21)$$

avec $P_r = \frac{v}{v_{th}}$: nombre de Prandtl.

Les effets de la viscosité et de la conduction thermiques étant sensibles essentiellement près des parois, les nombres sans dimension ε et $\sqrt{P_r \varepsilon}$ traduisent leur influence sur l'ensemble du milieu. Ces deux nombres deviennent très grands lorsque le rayon est très important ou lorsque la fréquence est élevée, ne permettant qu'un contact très court avec la paroi. Dans ce cas, les effets de la viscosité et de la conduction thermique sont faibles. Dans le cas contraire, ces effets influencent l'ensemble du milieu. Dans ces deux cas limites, on obtient, en faisant un développement limité des seconds membres des égalités (2.20) et (2.21) :

$$\left. \begin{aligned} \rho &= \frac{4}{3} p_0 \left(1 - \frac{6}{\varepsilon} i \right) \\ K &= p_0 \left(1 + \frac{\gamma - 1}{\gamma} \frac{P_r \varepsilon^2}{8} i \right) \end{aligned} \right\} \text{ pour } \varepsilon < 1 \quad (2.22)$$

$$\left. \begin{aligned} \rho &= p_0 \left(1 - \frac{2}{\varepsilon} \sqrt{-i} \right) \\ K &= p_0 \gamma \left(1 + 2 \frac{\gamma - 1}{\sqrt{P_r \varepsilon}} \sqrt{-i} \right) \end{aligned} \right\} \text{ pour } \varepsilon > 10 \quad (2.23)$$

On retrouve alors, dans ces deux cas limites, les mêmes résultats obtenus par Rayleigh à partir de la solution générale. Zwikker et Kosten partent de cette constatation pour poser l'hypothèse que les solutions (2.20) et (2.21) restent valables pour les cas intermédiaires [Zwikker et Kosten, 1949]. Or, pour l'air, à 0°C, $\varepsilon \approx 700 r' \sqrt{n}$ ($f = n$ kHz). Pour la neige, r' est de l'ordre de 0,1 mm. Donc pour une fréquence entre 1 et 4 kHz, ε varie de 0,7 à 1,4. Nous sommes donc dans les cas intermédiaires précisés ci-dessus.

A partir des égalités (2.12), (2.13), (2.20) et (2.21), on déduit les valeurs du vecteur d'onde k et de l'impédance caractéristique W de la neige dans le cas général :

$$k = \alpha + i \frac{\omega}{c} = i \frac{\omega}{C_{air}} \sqrt{k'} \left\{ \frac{1 - \frac{2}{\epsilon \sqrt{-i}} \frac{J_1(\epsilon \sqrt{-i})}{J_0(\epsilon \sqrt{-i})}}{1 + \frac{2}{\sqrt{P_r \epsilon} \sqrt{-i}} (\gamma - 1) \frac{J_1(\sqrt{P_r \epsilon} \sqrt{-i})}{J_0(\sqrt{P_r \epsilon} \sqrt{-i})}} \right\}^{0,5} \quad (2.24)$$

$$W = \frac{\sqrt{k'}}{h_a} \left\{ \frac{1 - \frac{2}{\epsilon \sqrt{-i}} \frac{J_1(\epsilon \sqrt{-i})}{J_0(\epsilon \sqrt{-i})}}{1 + \frac{2}{\sqrt{P_r \epsilon} \sqrt{-i}} (\gamma - 1) \frac{J_1(\sqrt{P_r \epsilon} \sqrt{-i})}{J_0(\sqrt{P_r \epsilon} \sqrt{-i})}} \right\}^{0,5} \quad (2.25)$$

Toutefois, ces égalités ne sont valables que si les pores peuvent être assimilés à des tubes parfaitement cylindriques et si ils ont un diamètre qui varie peu le long de l'échantillon.

On obtient ainsi un modèle à trois paramètres, r , k' et h_a . Buser a montré que ce modèle permettait une bonne estimation des impédances normales spécifiques (voir figure 2.8).

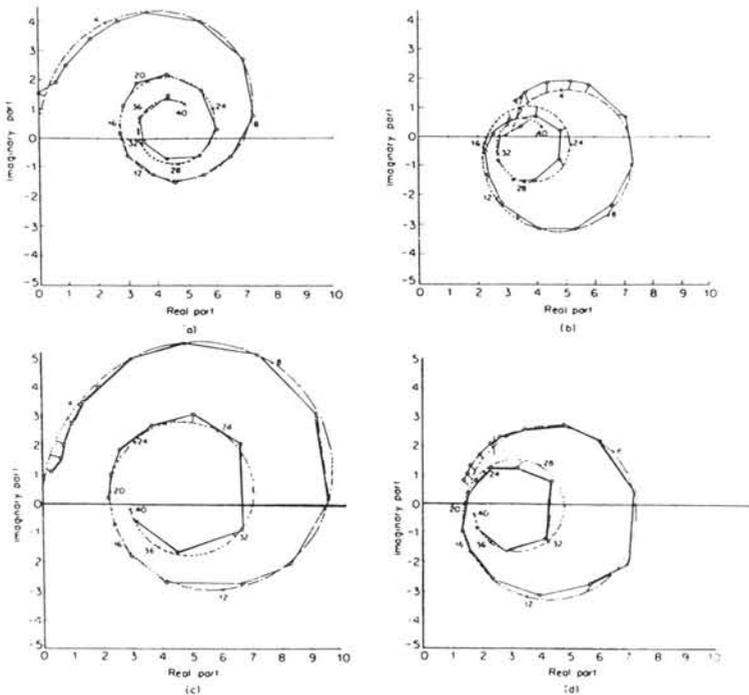


Figure 2.8 : Impédances normales spécifiques d' un échantillon de neige
Correspondance entre la courbe théorique et les mesures [Buser, 1986]
La courbe en pointillés est la courbe théorique dont les coefficients ont été établis par la méthode des moindres carrés. La ligne continue joint les valeurs mesurées. Les chiffres placés le long de la courbe indiquent la fréquence en 100 Hz.
a) échantillon n°26 plaqué contre le piston ; b) échantillon n° 26 placé à $\lambda/4$ du piston
c) échantillon n°31 plaqué contre le piston ; d) échantillon n°31 placé à $\lambda/4$ du piston

Buser et Good ont alors tenté de trouver une réalité physique aux paramètres du modèle afin de pouvoir lier les paramètres acoustiques à des paramètres caractérisant la microstructure de la neige [Buser et Good, 1987].

Concernant h_a :

l'équivalence entre la porosité gravimétrique de la neige définie au paragraphe II.1 et la porosité acoustique n'était pas établie a priori. En effet, la porosité acoustique, dont la valeur a été ajustée par la méthode des moindres carrés [Buser, 1986] ne prend en compte que le volume des pores par lesquels peut se propager l'onde acoustique. En réalité, il y a une concordance presque parfaite entre ces deux types de porosité pour des neiges de densité inférieure à 0,4.

Concernant k' et r' :

Buser et Good ont tenté de trouver une relation entre ces deux coefficients et des paramètres géométriques mesurables à partir d'une coupe mince de l'échantillon de neige. Les principaux sont la taille normalisée des grains, D , et la distance libre normalisée, F , entre grains [Good, 1986]. Or, il n'existe pas de relation directe entre le rayon équivalent des pores r' et F (voir figure 2.9). Comme le paramètre k' permet de tenir compte de l'inclinaison des tubes et de leur tortuosité, une relation a été recherchée entre F et $2\pi k' r'^2$. Toutefois, la figure 2.10 montre qu'on ne peut pas conclure sur ce point. [Buser et Good, 1987].

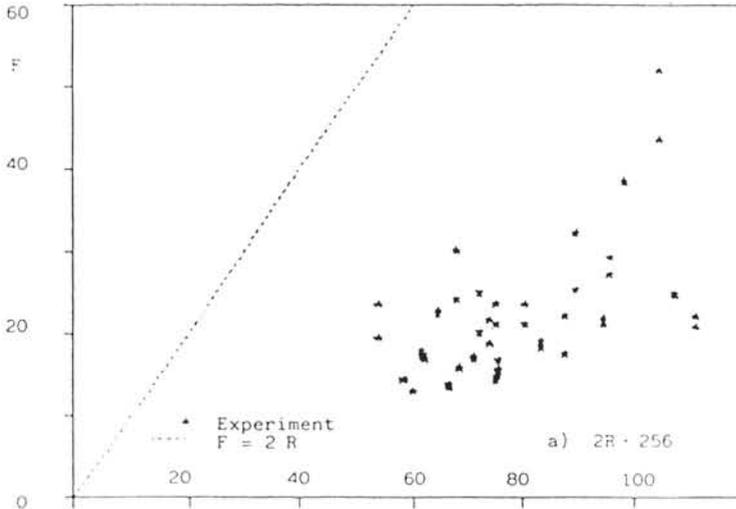


Figure 2.9 : Relation entre $2r'$ et la distance libre entre grain F [Buser et Good, 1987]

Pour limiter le nombre de paramètres non mesurables expérimentalement, Zwicker et Kosten proposent une relation entre r' et k' permettant de déterminer r' à partir de la mesure de la perméabilité à l'air σ . En effet, σ , définie par la relation (2.14) est donnée par $\frac{W}{T}(1 - e^{-kl})$ pour une fréquence nulle et un échantillon de longueur l .

A partir des égalités (2.12), (2.13) et (2.22), on obtient alors :

$$\sigma = Wk(\omega \rightarrow 0) = \frac{k' 8v}{h r' 2} \quad (2.26)$$

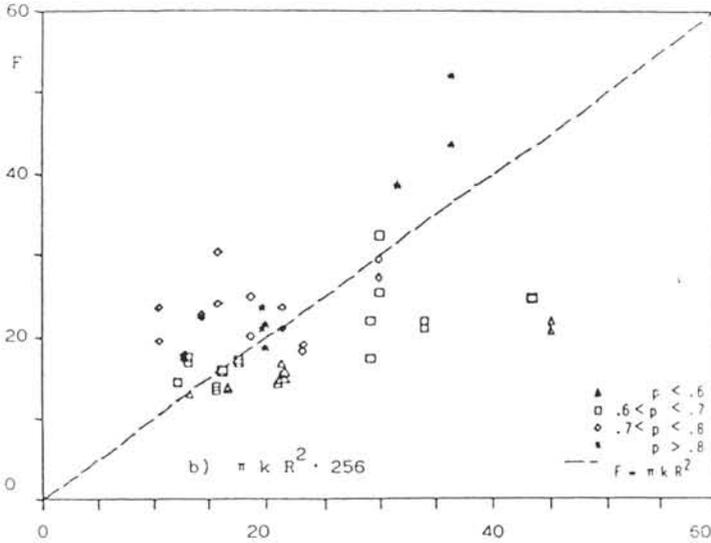


Figure 2.10 : Relation entre F et $2\pi k'r'^2$ [Buser et Good, 1987]

La figure 2.11 montre que la corrélation est bonne entre les valeurs de σ mesurées expérimentalement et celles obtenues à partir de l'égalité (2.26) avec $k'=1$, ce qui correspond à des tubes rectilignes non inclinés.

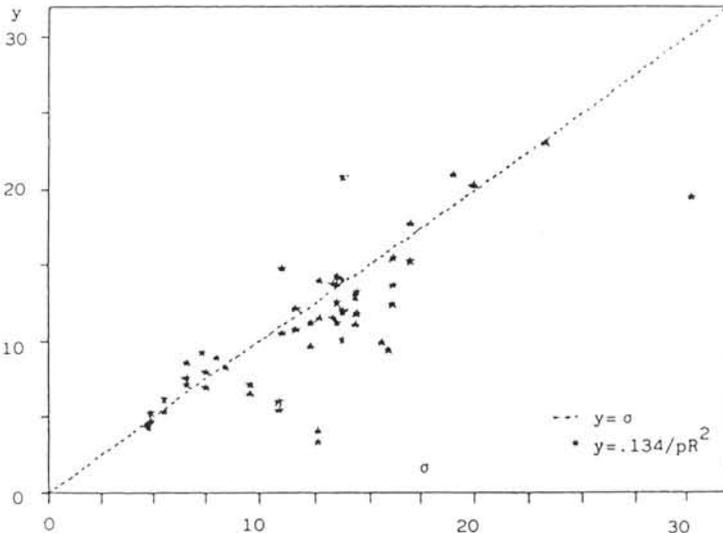


Figure 2.11: Relation entre les mesures expérimentales de la perméabilité à l'air de la neige et les valeurs estimées à partir de (2.26) pour $k=1$ et $\mu = 1,67 \cdot 10^{-5} \text{ Ns/m}^2$ [Buser et Good, 1987]

Une relation empirique établie par Shimizu permet de lier D à la densité [Shimizu, 1970] :

$$\frac{6\sigma D}{v} = 12,987 e^{7,8d} \quad (2.27)$$

Buser et Good utilisent cette relation pour vérifier la validité de l'égalité

$$F = 2\pi k'r'^2 \quad (2.28)$$

Sachant que $D = F \frac{d}{h}$, ils comparent les valeurs expérimentales de $\frac{6\sigma D}{v}$ à celles obtenues à partir des égalités (2.26), (2.28) :

$$\frac{6\sigma D}{v} = 48\pi \frac{k'^2}{h^2} \quad (2.29)$$

Ils obtiennent la figure 2.12 qui confirme que, pour des valeurs de k' entre 1 et 1,25 la relation (2.28) est acceptable [Buser et Good, 1987]. Ainsi, les trois paramètres h_a , k' et r' ont bien une interprétation physique. Ils peuvent être déterminés soit par ajustement à partir des propriétés acoustiques de la neige en utilisant le modèle de Zwicker et Kosten, soit à partir de la mesure de paramètres géométriques de la microstructure de la neige (F , D) ou de la perméabilité à l'air σ .

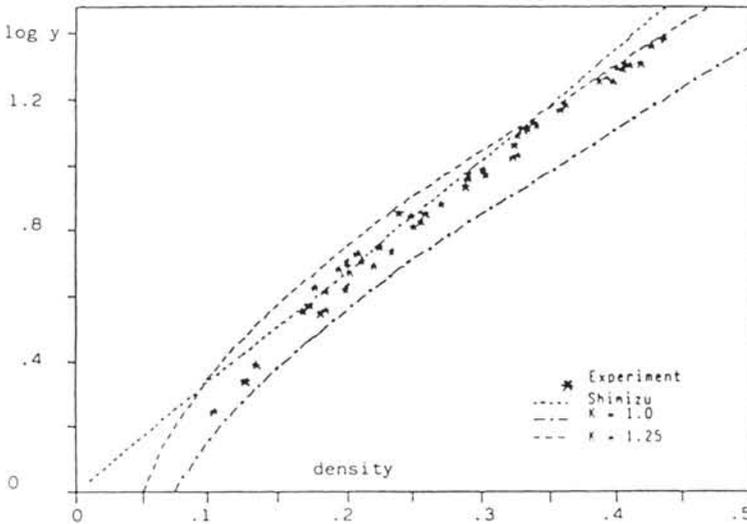


Figure 2.12 : Comparaison des valeurs expérimentales de $\frac{6\sigma D}{v}$ avec les valeurs estimées par (2.27) (formule de Shimizu) et (2.29) pour $k'= 1$ et 1,25 [Buser et Good, 1987]

Lorsque ces paramètres sont déterminés à partir des mesures des paramètres acoustiques du matériau considéré, la méthode utilisée est celle des moindres carrés à partir d'un échantillonnage composé de mesures faites à différentes fréquences pour un même échantillon. Ceci suppose que ces paramètres sont indépendants de la fréquence.

Attenborough a montré que, pour certains milieux poreux, cette indépendance n'est pas toujours vérifiée lorsque le rayon des pores varie. Le rayon équivalent défini par Zwicker et Kosten dépend alors de la fréquence. Attenborough introduit un nouveau paramètre, le coefficient de forme s_p , fonction de la

fréquence, tel que [Attenborough ,1983] :

$$s_p(\omega) = \frac{1}{2} \frac{r'_c}{r'_p} \quad (2.30)$$

Avec

r'_c : rayon équivalent lorsque les pores sont des tubes parfaitement cylindriques (paramètre utilisé par le modèle de Zwicker et Kosten),

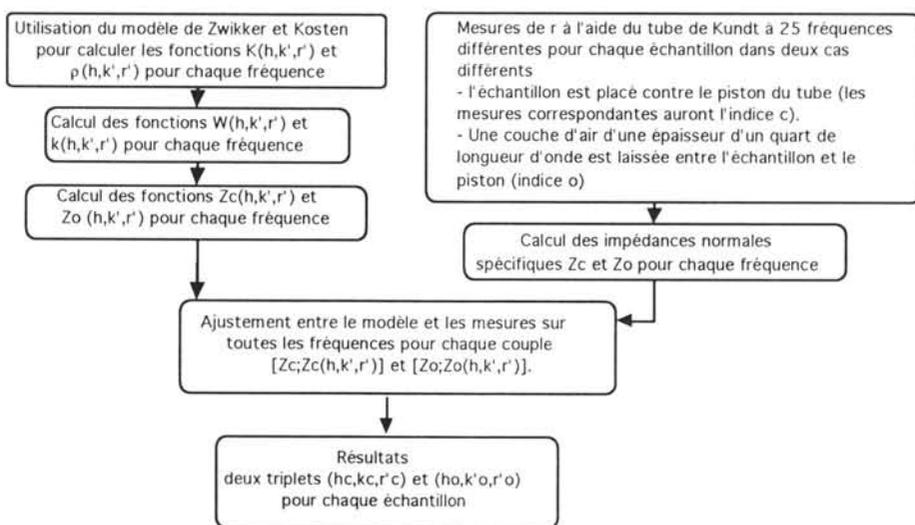
r'_p : rayon équivalent des pores dans les autres cas.

Toutefois, les résultats obtenus avec une neige ayant une densité inférieure à 0,4 montrent que s_p peut être considéré comme indépendant de la fréquence, lorsque celle-ci est comprise entre 0,1 et 4 kHz [Attenborough et Buser, 1988].

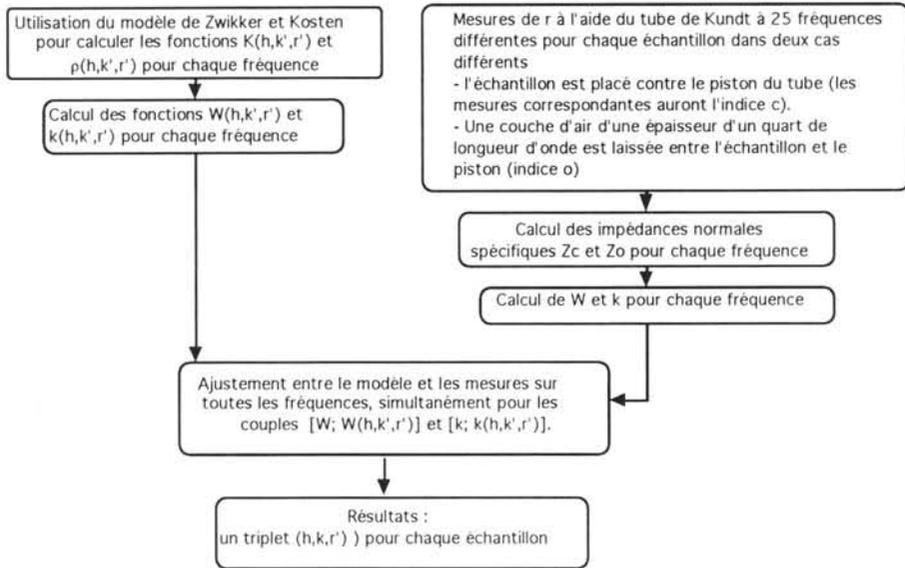
Buser a donc vérifié que les solutions générales du modèle permettant de calculer W et k en fonction de la porosité et de paramètres dépendants de la microstructure de la neige étaient applicables aux neiges de densité inférieure à 0,4. En utilisant les mêmes mesures ayant permis à Buser d'établir ce résultat, nous avons tenté de trouver si des relations empiriques plus simples, pouvaient être établies entre ces différents paramètres, sachant que nous ne sommes pas dans un cas limite d'utilisation du modèle et, de ce fait, que les différents développements limités des solutions générales présentées ci-dessus, ne peuvent être utilisés.

II.2.4.2 Exploitation des mesures de O. Buser : résultats intermédiaires

Buser a validé un modèle de propagation d'une onde acoustique dans un milieu poreux à structure rigide à partir de mesures d'impédances caractéristiques (voir paragraphe précédent). Le mode opératoire qu'il a suivi est le suivant [Buser, 1986] :



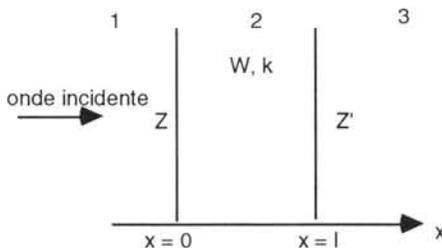
Or, comme nous voulons travailler sur les paramètres caractéristiques W et k de chaque échantillon, nous avons repris les données fournies par Buser en ajustant simultanément les valeurs de ces deux paramètres, W et k avec celles obtenues en utilisant le modèle.



Dans les deux cas, il est nécessaire de trouver les relations entre les impédances normales spécifiques Z d'une part, l'impédance caractéristique W et le vecteur d'onde k d'autre part. En reprenant les équations linéarisées de la propagation du son dans un milieu homogène et uniforme (2.5) et (2.6) mais en donnant à K et ρ les valeurs complexes du modèle, nous obtenons, en utilisant l'expression du potentiel de la vitesse donné en (2.9) :

$$\left. \begin{aligned} v(x) &= k\varphi_0 e^{i\omega t - kx} = v_0 e^{i\omega t - kx} = v(t) e^{-kx} \\ p(x) &= -i\omega\rho\varphi_0 e^{i\omega t - kx} = p_0 e^{i\omega t - kx} = p(t) e^{-kx} \end{aligned} \right\} \quad (2.31)$$

A partir de ces deux égalités qui caractérisent la linéarité du phénomène de propagation dans la neige, nous pouvons calculer l'impédance normale spécifique Z à la surface d'un échantillon en connaissant W , k et l'impédance normale spécifique Z' à l'autre surface de l'échantillon.



En effet, soit un corps 2 ayant une impédance caractéristique normalisée W et un vecteur d'onde k . Les impédances normales spécifiques de ce corps aux interfaces avec les milieux 1 et 3 sont respectivement Z et Z' .

En notant par les indices i, r et t les grandeurs physiques correspondant respectivement aux ondes incidente, réfléchiée et transmise, et en caractérisant l'interface entre les milieux i et j par l'exposant ij, nous avons :

$$p_{t^{ij}} = p_{i^{ij}} + p_{r^{ij}} \quad \text{et} \quad v_{t^{ij}} = v_{i^{ij}} + v_{r^{ij}}$$

D'après (2.33), $p(x=l) = p(x=0) e^{-kx}$.

Nous avons donc :

$$Z = \frac{p_t^{12}}{v_t^{12}} \quad \text{et} \quad Z' = \frac{p_i^{23} + p_r^{23}}{v_i^{23} + v_r^{23}}$$

$$p_t^{12} = p_i^{23} e^{kx} + p_r^{23} e^{-kx}$$

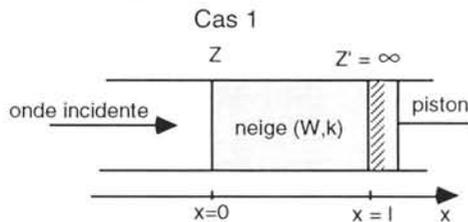
$$W = \frac{p_i^{23}}{v_i^{23}} = - \frac{p_r^{23}}{v_r^{23}}$$

D'où

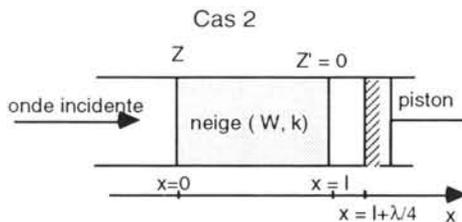
$$Z = W \frac{Z' \operatorname{ch}(kl) + W \operatorname{sh}(kl)}{Z' \operatorname{sh}(kl) + W \operatorname{ch}(kl)} \quad (2.32)$$

Ainsi, pour calculer Z connaissant W et k, il suffit de connaître Z'. Par contre, pour calculer W et k à partir de Z, il est nécessaire de disposer de deux équations.

La méthode la plus utilisée [Ishida, 1965], [Buser, 1986] est de mesurer l'impédance d'un échantillon de neige à une fréquence donnée dans les deux cas suivants :



Cas 1 : L'échantillon est plaqué contre le piston ($Z' = \infty$). L'impédance spécifique $Z(x=0)$ est alors noté Z_c .



Cas 2 : Entre l'échantillon et le piston, il existe une lame d'air d'une épaisseur de $\frac{1}{4}$ de longueur d'onde. L'impédance spécifique mesurée en $x=0$ sera noté Z_0 dans ce cas

A partir de (2.32), on obtient le système d'équation suivant :

$$\left. \begin{aligned} Z_c &= W \cotanh kl \\ Z_0 &= W \tanh kl \end{aligned} \right\} \quad (2.33)$$

Nous en déduisons les valeurs complexes de W et k à partir des égalités :

$$\left. \begin{aligned} W^2 &= Z_c Z_o \\ k &= \frac{1}{l} \operatorname{acotanh} \left(\sqrt{\frac{Z_c}{Z_o}} \right) \end{aligned} \right\} \quad (2.34)$$

Grâce à ce système d'équations, nous pouvons calculer W et k à partir des mesures d'impédances spécifiques faites par Buser.

Toutefois, nous avons une indétermination de la partie imaginaire du vecteur d'onde à $n\frac{\pi}{l}$ près (n étant un nombre entier). Il faut donc déterminer n pour

chaque fréquence utilisée. Mais, la partie imaginaire de k , égale à $\beta = \frac{\omega}{c}$, tend vers 0 lorsque la fréquence tend vers 0. Donc n est nul pour les faibles fréquences. Ainsi, grâce au grand nombre de mesures fournies par Buser dans une bande de fréquence entre 135 et 4000 Hz, nous avons pu connaître où se produisaient les différentes discontinuités dans les valeurs de β (voir figure 2.13). En augmentant de $\frac{\pi}{l}$ la valeur de β à chaque rupture nous obtenons ainsi la valeur exacte de β en fonction de la fréquence (figure 2.14)

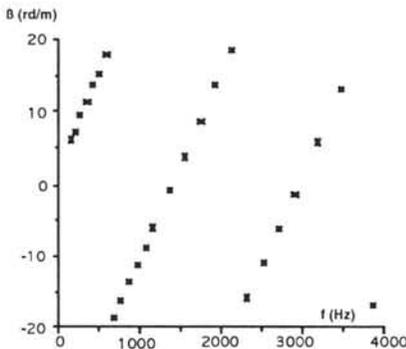


Figure 2.13 : Variation de $\beta_{\text{calculé}}$ en fonction de la fréquence pour une neige de densité 0,332 (d'après les mesures de [Buser, 1986])

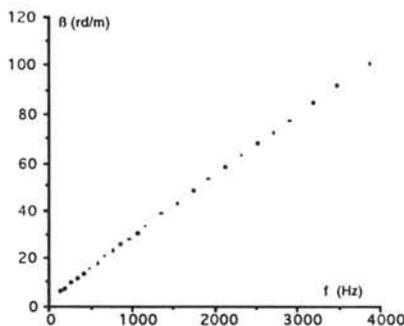


Figure 2.14 : Variation de β en fonction de la fréquence pour une neige de densité 0,332 (d'après les mesures de [Buser, 1986])

Nous pouvons ainsi calculer les paramètres h_a , k' et r' à partir de l'ajustement du modèle simultanément aux deux paramètres complexes W et k obtenus à partir des mesures. Cette approche permet de ne définir qu'un seul triplet (h_a, k', r') par échantillon de neige. L'ajustement a été réalisé en utilisant la méthode des moindres carrés pour estimer h_a , k' et r' . Notre démarche fut la suivante :

Nous pouvons écrire W et k , pour une fréquence donnée f_j , sous la forme :

$$W_{th}(f_j) = \frac{\sqrt{k'}}{h_a} W(r', f_j)$$

$$k_{th}(f_j) = \sqrt{k'} k(r', f_j)$$

L'objectif de l'ajustement est de calculer les valeurs de h , k' et r' qui minimisent la fonction F suivante :

$$F(h, k', r) = \sum_{j=1}^n |W_{th}(f_j) - W_m(f_j)|^2 + |k_{th}(f_j) - k_m(f_j)|^2$$

Avec

n : nombre de mesures faites à des fréquences différentes pour un même échantillon,

th : indice correspondant aux valeurs obtenues par modélisation,

m : indice correspondant aux valeurs obtenues à partir des mesures.

Ainsi, pour une valeur r' donnée, F sera minimale pour $\frac{\partial F}{\partial(\sqrt{k'})} = 0$ et $\frac{\partial F}{\partial(1/h)} = 0$.

Nous obtenons :

$$h_a = \frac{1}{\sqrt{k'}} \frac{\sum_{j=1}^n |W(r', f_j)|^2}{\sum_{j=1}^n \operatorname{Re}(W(r', f_j) \overline{W_m(f_j)})} \quad (2.35)$$

$$\sqrt{k'} = \frac{\sum_{j=1}^n \operatorname{Re}(k(r', f_j) \overline{k_m(f_j)})}{\sum_{j=1}^n |k(r', f_j)|^2} \quad (2.36)$$

Avec

$\operatorname{Re}(A)$: partie réelle de A ,

\overline{A} : valeur conjuguée de A .

En remplaçant h_a et $\sqrt{k'}$ par les expressions données en (2.35) et (2.36) dans la fonction $F(h_a, k', r')$, nous obtenons une fonction non linéaire à un seul paramètre r' que nous minimisons en utilisant un logiciel d'optimisation Matlab, utilisant la méthode de Levenberg-Marquardt.

Nous appellerons par la suite la racine carrée du coefficient de structure $\sqrt{k'}$, le coefficient de tortuosité q (notation proposée par Attenborough [Attenborough, 1982]).

Les figures 2.15 et 2.16 montrent que la méthode globale d'ajustement que nous avons suivi permet également un très bon ajustement entre les valeurs issues du modèle et celles issues des mesures. Les valeurs que nous trouvons pour les trois paramètres h_a , r' et k' sont proches de celles obtenues par Buser (voir figures 2.17, 2.18 et 2.19) . Aussi, dans la suite de notre rapport nous utiliserons uniquement les valeurs de la porosité h_a , de la tortuosité q ($q = \sqrt{k'}$) et du rayon équivalent des pores r' , que nous avons obtenues par notre ajustement.

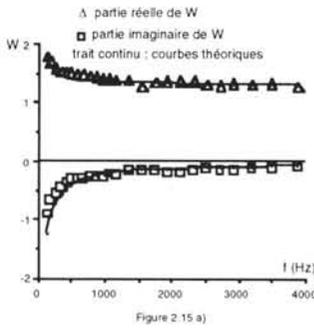


Figure 2.15 a)

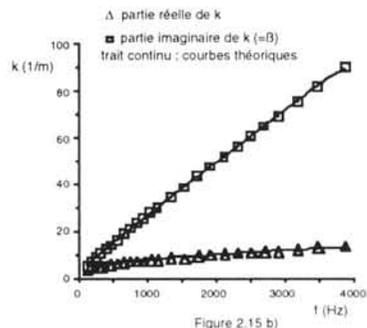


Figure 2.15 b)

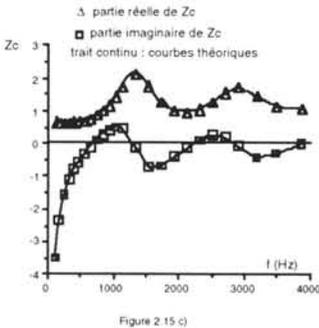


Figure 2.15 c)

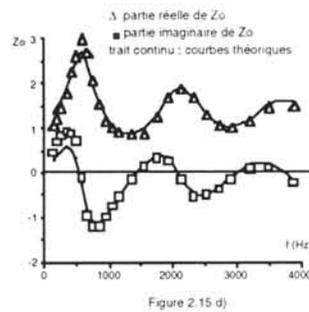


Figure 2.15 d)

Figure 2.15 : Paramètres acoustiques d'un échantillon de neige (échantillon n°15 de Buser) de 9 cm de long et de densité 0,126 ($h_a = 0,854$; $q = 1,072$, $r' = 0,205$ mm)

- 2.15 a) : Comparaison entre les valeurs de W ayant servi à l'ajustement et les courbes données par le modèle.
- 2.15 b) : Comparaison entre les valeurs de k ayant servi à l'ajustement et la courbe donnée par le modèle.
- 2.15 c) : Vérification de l'ajustement des valeurs mesurées de Z_c (échantillon plaqué contre le piston) avec les courbes du modèle (paramètres obtenus par Buser : $h_a = 0,858$, $q = 1,086$, $r' = 0,204$ mm)
- 2.15 d) : Vérification de l'ajustement des valeurs mesurées de Z_o (échantillon placé à $\frac{1}{4}$ de longueur d'onde du piston) avec les courbes du modèle (paramètres obtenus par Buser : $h_a = 0,865$, $q = 1,098$, $r' = 0,225$ mm)

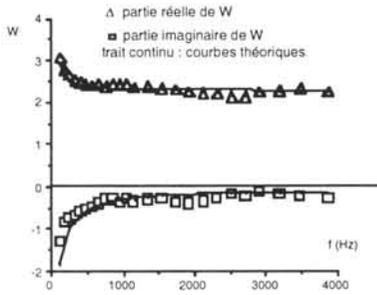


Figure 2.16 a)

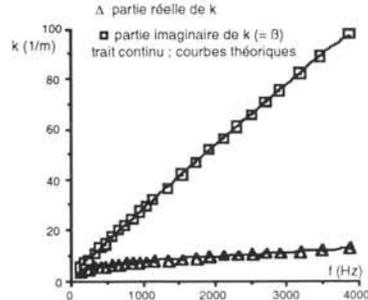


Figure 2.16 b)

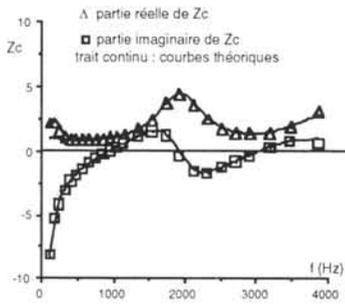


Figure 2.16 c)

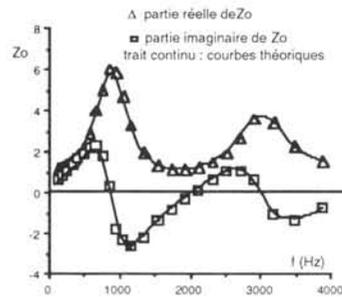


Figure 2.16 d)

Figure 2.16 : Paramètres acoustiques d'un échantillon de neige (échantillon n° 31 de Buser) de 6 cm de long et de densité 0,39 ($h_a = 0,551$; $q = 1,183$; $r' = 0,226$ mm)

- 36 a) : Comparaison entre les valeurs de W ayant servi à l'ajustement et les courbes données par le modèle.
- 36 b) : Comparaison entre les valeurs de k ayant servi à l'ajustement et la courbe donnée par le modèle.
- 36 c) : Vérification de l'ajustement des valeurs mesurées de Z_c (échantillon plaqué contre le piston) avec les courbes du modèle (paramètres obtenus par Buser : $h_a = 0,56$; $q = 1,187$; $r' = 0,217$ mm)
- 36 d) : Vérification de l'ajustement des valeurs mesurées de Z_o (échantillon placé à $\frac{1}{4}$ de longueur d'onde du piston) avec les courbes du modèle (paramètres obtenus par Buser : $h_a = 0,547$; $q = 1,187$; $r' = 0,23$ mm)

Figure 2.17 : Comparaison entre les valeurs de r' (en abscisses) que nous avons obtenues par rapport à celles calculées par Buser, à savoir :

- Δ : valeurs de r' obtenues à partir des mesures de Z_c [Buser, 1986].
- \square : valeurs de r' obtenues à partir des mesures de Z_o [Buser, 1986]

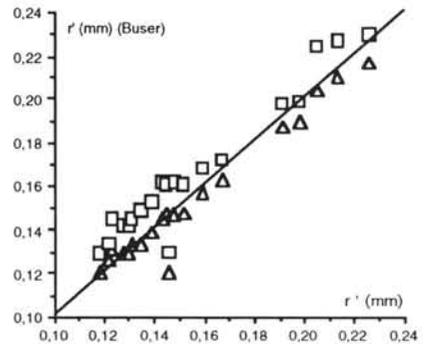


Figure 2.18 : Comparaison entre la porosité gravimétrique de l'échantillon (en abscisse) et les valeurs de porosité acoustiques obtenues à partir du modèle, à savoir :

- \square : valeurs de h_a que nous avons obtenues
- \circ : valeurs de h_a obtenues à partir des mesures de Z_c [Buser, 1986]
- Δ : valeurs de h_a obtenues à partir des mesures de Z_o [Buser, 1986].

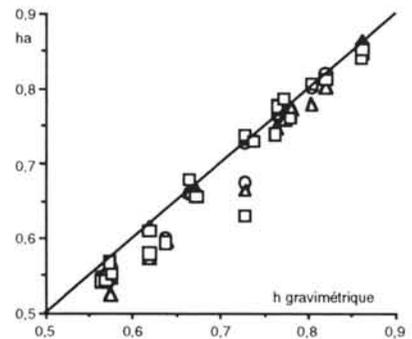
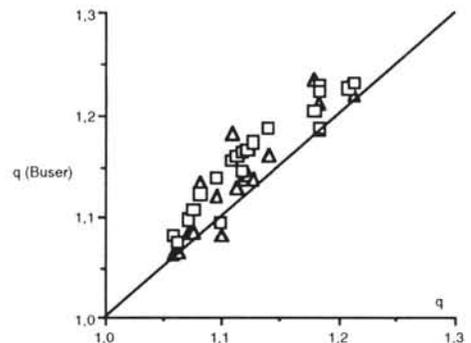


Figure 2.19 : Comparaison entre les coefficients de tortuosité :
- en abscisse, les valeurs que nous avons obtenues,

- \square : valeurs de q obtenues à partir des mesures de Z_c [Buser, 1986],
- Δ : valeurs de q obtenues à partir des mesures de Z_o [Buser, 1986].



II.2.4.3 Premiers résultats concernant les neiges de faible densité

Les données de Buser nous ont permis de mettre en évidence des relations empiriques entre les quatre paramètres acoustiques de la neige, à savoir :

- le module de l'impédance caractéristique IWI ,
- la phase de l'impédance caractéristique ΦW ,
- le coefficient d'atténuation α (= partie imaginaire du vecteur d'onde),
- la vitesse du son C ,

avec les trois paramètres du modèle, h_a , q et r' , liés à la microstructure de la neige. Toutefois, ces trois paramètres sont, par hypothèse, indépendants de la fréquence alors que les paramètres acoustiques en dépendent. Ainsi, toutes les relations que nous allons présenter restent valables dans leur forme pour toutes les fréquences. Seules, les valeurs des coefficients changent en fonction de la fréquence. Nous prendrons celles correspondant à 1935 Hz, fréquence utilisée par Buser, sachant que W est pratiquement indépendant de la fréquence pour $f > 1000$ (figures 2.15 a) et 2.16 a)). Par contre, nous pouvons noter que la vitesse du son et le coefficient d'atténuation sont étroitement corrélés respectivement à $\frac{1}{\sqrt{f}}$ et \sqrt{f} (voir figures 2.20 et 2.21).

Figure 2.20 : Variation de la vitesse du son en fonction de la fréquence pour une neige de densité 0,332 (d'après les mesures de [Buser, 1986])

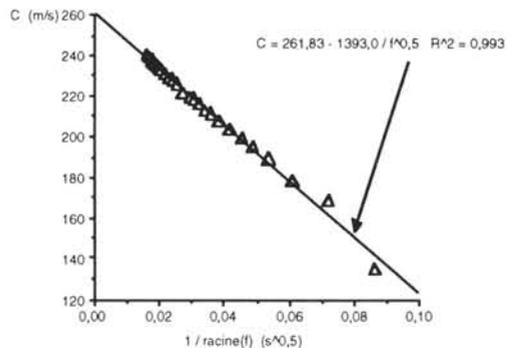
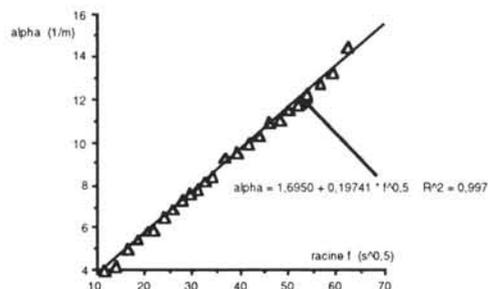


Figure 2.21 : Variation du coefficient d'atténuation α en fonction de la fréquence pour une neige de densité 0,332 (d'après les mesures de [Buser, 1986])



Les relations entre la densité et les paramètres acoustiques

a) Les paramètres acoustiques indépendants de la densité

Ces paramètres sont :

- le coefficient d'atténuation α
- la phase de l'impédance caractéristique ΦW .

Les solutions générales du modèle de Zwikker et Kosten montrent clairement que ΦW est indépendant de la porosité et de la tortuosité (voir égalité (2.25)). Elle ne dépend que du rayon équivalent r' . La figure 2.22 confirme cette indépendance .

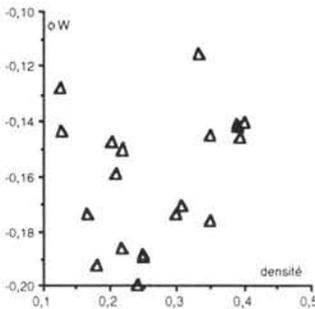


Figure 2.22 : Phase de l'impédance caractéristique normalisée W en fonction de la densité
Fréquence: 1935 Hz. (d'après les mesures de [Buser, 1986])

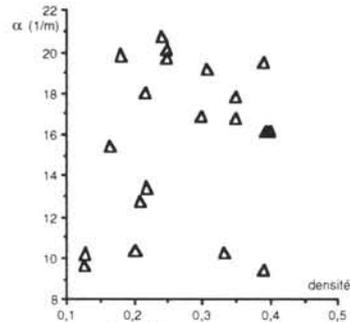


Figure 2.23 : Coefficient d'atténuation α en fonction de la densité.
Fréquence: 1935 Hz. (d'après les mesures de [Buser, 1986])

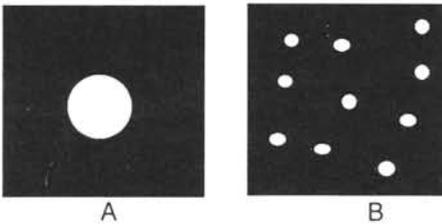


Figure 2.24 : Milieu poreux de même densité ayant des pores de tailles différentes

De même, le coefficient d'atténuation α semble indépendant de la densité de la neige (voir figure 2.23). Ceci s'explique par le fait que l'atténuation est principalement due à la viscosité de l'air et à la conduction thermique. α serait donc plutôt corrélé à la forme et à la taille des pores. En effet, l'atténuation d'une onde acoustique traversant l'échantillon A de la figure 2.24 est certainement moins importante que celle provoquée par la traversée de l'échantillon B, pour une densité identique.

b) Paramètres acoustiques liés à la porosité

Au vu des solutions générales du modèle, IWI devrait être fortement lié à la porosité, puisque h_a et h sont quasi équivalents. Ceci est confirmé par les résultats présentés à la figure 2.25. Ainsi, la mesure de IWI, au même titre que le coefficient de réflexion r , pourrait permettre de caractériser la densité.

La corrélation entre IWI et $\frac{q}{h}$ a un coefficient de détermination légèrement supérieur (figure 2.26). Mais nous augmentons les degrés de liberté avec un coefficient de tortuosité q qui n'est pas mesurable in situ.

Dans le cadre de notre étude, la relation liant IWI et h est très intéressante. Elle nous permet d'espérer connaître la densité à partir de la mesure de IWI. Cette relation devra être confortée avec des mesures portant sur des neiges denses.

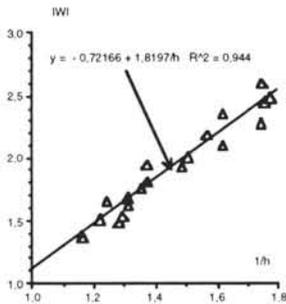


Figure 2.25 : Variation du module de l'impédance caractéristique de la neige en fonction de la porosité gravimétrique.

Fréquence: 1935 Hz.
(d'après les mesures de [Buser, 1986])

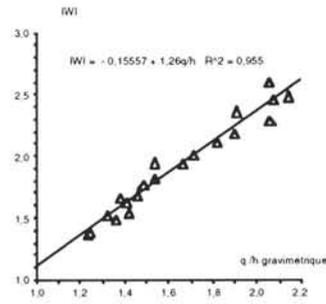


Figure 2.26: Variation du module de l'impédance caractéristique de la neige en fonction de $\frac{q}{h}$.

q : tortuosité que nous avons calculée,
 h : porosité gravimétrique
Fréquence: 1935 Hz.
(d'après les mesures de [Buser, 1986])

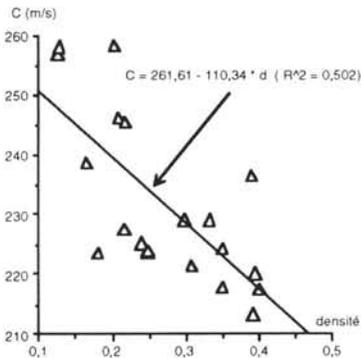


Figure 2.27 : Variation de la vitesse du son en fonction de la densité.

Fréquence: 1935 Hz.
(d'après les mesures de [Buser, 1986])

Par contre, la corrélation entre la vitesse du son c et la densité d n'est pas très bonne (voir figure 2.27). Il semble toutefois que la vitesse du son tende à diminuer avec la densité. Cette constatation conforte celles de Oura et Ishida (voir paragraphe II.2.2)

Pour compléter ces résultats, nous pouvons également vérifier si des relations simples existent entre les paramètres acoustiques et les autres paramètres du modèle. Toutefois, cette étude nécessite la vérification de l'indépendance de ces trois paramètres.

Les relations entre les paramètres h_a , k' et r' du modèle

Les figures 2.28 et 2.29 montrent que r' ne dépend pas de la tortuosité et de la porosité gravimétrique. Toutefois, nous ne pouvons pas conclure sur une indépendance totale, le nombre des échantillons étant insuffisant. Par contre, h et q sont fortement liés (figure 2.30). La tortuosité des tubes augmente lorsque la porosité diminue.

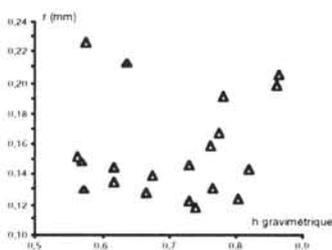


Figure 2.28 : Relation entre r et h .
Fréquence: 1935 Hz.
(d'après les mesures de [Buser, 1986])

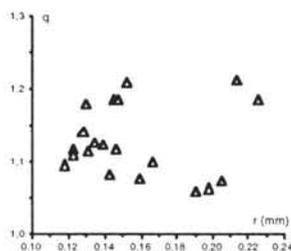


Figure 2.29 : Relation entre r et q .
Fréquence: 1935 Hz.
(d'après les mesures de [Buser, 1986])

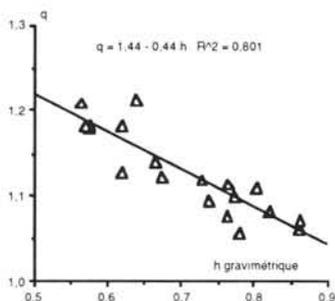


Figure 2.30 : Relation entre q et h .
Fréquence: 1935 Hz.
(d'après les mesures de [Buser, 1986])

Ainsi, la relation entre h et q explique la corrélation entre la vitesse du son c et la porosité que nous avons remarquée, malgré l'absence du paramètre h dans l'expression de c en 2.24

Les relations entre W , k et h , q et r'

Nous avons déjà vu que la porosité avait une influence déterminante sur le module de l'impédance caractéristique IWI .

Les figures 2.31 et 2.32 montrent que le rayon équivalent a , pour sa part, une grande influence sur la phase de l'impédance caractéristique ΦW et le coefficient d'atténuation α .

Nous pouvons également remarquer que l'ajustement entre les valeurs de ΦW obtenues à partir des mesures et celles fournies par le modèle n'est pas très bon malgré la bonne correspondance entre les impédances caractéristiques calculées et mesurées. Cette contradiction s'explique par les faibles valeurs de ΦW et donc, par de faibles écarts absolus malgré des écarts relatifs importants. Toutefois, ces écarts ne semblent pas dus à l'imprécision des mesures ni à la méthode d'ajustement mais à l'impossibilité du modèle de Zwikker et Kosten d'estimer ce paramètre. Ce fait, qui apparaît plus clairement pour les neiges de forte densité, sera discuté au chapitre suivant.

Le coefficient d'atténuation α est, par contre, bien expliqué par la grandeur $\frac{1}{r'}$.

Si nous faisons intervenir la tortuosité, la corrélation est renforcée (figure 2.31). Mais l'influence de la tortuosité est trop faible pour pouvoir faire intervenir celle de la porosité, bien que q et h ne soient pas entièrement indépendants.

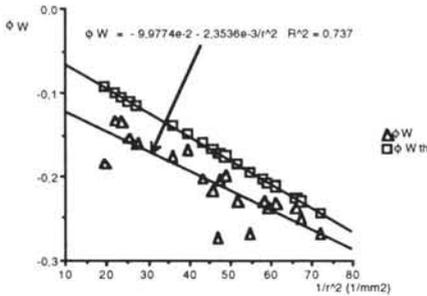


Figure 2.31 : Relation entre ΦW et $\frac{1}{r'^2}$.

La corrélation n'est pas très bonne, alors qu'elle est excellente pour les valeurs de ΦW_{th} calculées avec le modèle. Fréquence: 1935 Hz. (d'après les mesures de [Buser, 1986])

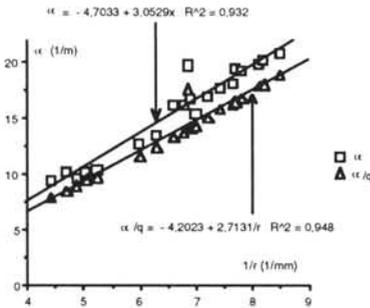


Figure 2.32 : Relation entre α et $\frac{1}{r}$.

L'atténuation dépend principalement du rayon équivalent moyen. Fréquence: 1935 Hz. (d'après les mesures de [Buser, 1986]).

Nous pouvons faire exactement les mêmes observations pour la vitesse du son que pour le coefficient d'atténuation, bien que c soit moins fortement corrélé à r' (voir figure 2.33).

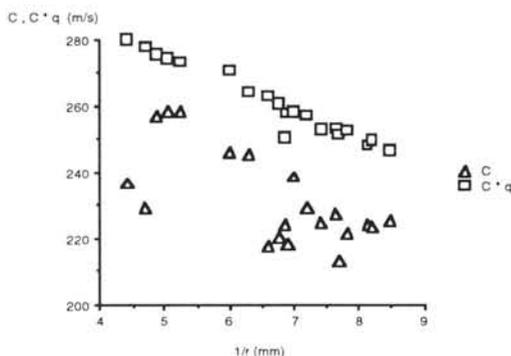


Figure 2.33 : Relations entre la vitesse du son C et les paramètres q et r' .
Fréquence: 1935 Hz. (d'après les mesures de [Buser, 1986])

Nous voyons ainsi que le vecteur d'onde k est beaucoup plus dépendant du coefficient de tortuosité q que ne l'est l'impédance caractéristique W . Ceci s'explique aisément si nous considérons que, pour les neiges peu denses, la tortuosité traduit essentiellement un rallongement de la distance réellement parcourue par l'onde acoustique.

Ainsi, la vitesse du son que nous mesurons est une vitesse apparente, inférieure à la vitesse réelle de propagation du son dans les pores.

Notre objectif étant toujours de relier une grandeur acoustique à la porosité, nous avons remplacé q par la relation théorique $q(h)$ donnée à la figure 2.31. Nous obtenons ainsi une relation empirique entre C et le couple (h, r') :

$$C_{\text{empirique}}(h, r') = \frac{A(f) + \frac{B(f)}{r'}}{D(f) - E(f)h}$$

A, B, D, E sont des constantes pour une fréquence donnée (voir figure 2.34).

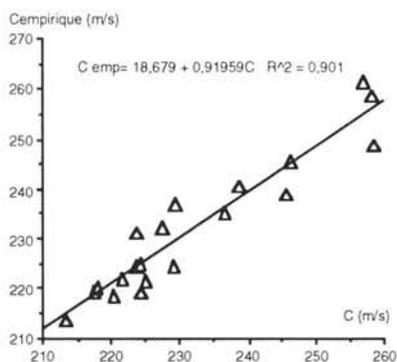


Figure 2.34 : Corrélation entre les valeurs de C obtenues à partir de mesures et celles obtenues à partir de la loi empirique :

$$C_{\text{emp}} = 318,7 \frac{1 - \frac{0,026}{r}}{1,44 - 0,44h}$$

r' : rayon équivalent en mm

h : porosité gravimétrique

Fréquence: 1935 Hz.

(d'après les mesures de [Buser, 1986])

La corrélation entre la valeur de C obtenue à partir des mesures et celles obtenues à partir de cette loi empirique est très bonne.

Conclusion

Les mesures des coefficients de réflexion de différents échantillons de neige, réalisées par Buser à l'aide d'un tube de Kundt, ne concernent que la neige déposée naturellement dont la densité ne dépasse pas 0,4. Les données correspondantes nous ont permis d'établir le fait qu'il était possible de connaître la densité à partir des mesures soit du coefficient de réflexion, soit du module de l'impédance caractéristique. Mais il est également possible de calculer cette densité en utilisant le modèle de Zwicker et Kosten, grâce à l'équivalence entre la porosité gravimétrique et la porosité acoustique. Il nous reste à vérifier si ces résultats peuvent être étendus aux neiges denses, sèches ou humides.

La vitesse du son est également liée à la porosité, mais cette relation dépend du rayon moyen équivalent r' difficilement mesurable in situ.

Enfin, le coefficient d'atténuation α et la phase de l'impédance Φ_W dépendent essentiellement de r' .

Toutefois, même si les mesures de Buser ont montré que r' et h étaient indépendants, on peut imaginer que, pour les neiges denses ($d > 0,5$) pour lesquelles la forme des grains varie peu (tableaux 2.1 et 2.2), r' et h ne le sont pas indépendants. Dans ce cas, la mesure des paramètres acoustiques c et α pourrait permettre également de remonter à la densité. Mais nous devons vérifier également si la tortuosité reste liée à la porosité pour les fortes densités. Nous allons tenter de répondre à tous ces points dans le chapitre suivant.

II.3 Les propriétés acoustiques des neiges denses

A partir des travaux de différents auteurs que nous avons rappelés précédemment, et en particulier grâce aux premiers résultats obtenus à partir des mesures de Buser, nous avons pu définir quelles expériences devaient être menées et comment les réaliser. Ce travail a été rendu possible grâce à une étroite collaboration avec le Centre d'Études de la Neige de Météo France.

Après avoir rappelé le principe de nos mesures, nous présenterons les principaux résultats que nous avons obtenus sur les propriétés acoustiques des neiges denses. Enfin, nous définirons les principales caractéristiques d'un capteur acoustique permettant d'estimer la densité d'une neige en mouvement à partir de la mesure de ses paramètres acoustiques.

Tous les résultats obtenus sont en annexe 2.1.

II.3.1 Le principe des mesures

L'objectif des mesures que nous avons réalisées pour compléter celles de Buser était double :

- Premièrement, vérifier si une relation empirique simple entre un des paramètres acoustiques et la densité pouvait être établie pour les neiges denses. Au vu des résultats précédents, nous pouvons dire que si une telle relation existe, elle concernera soit le module de l'impédance caractéristique de la neige, soit la vitesse du son. Nous devons donc vérifier si la relation entre IWI et d , établie pour les faibles densités, reste applicable aux neiges denses, sèches ou humides. En ce qui concerne la vitesse du son, nous avons vu qu'une relation entre ce paramètre et la porosité devait faire intervenir également un paramètre lié à la microstructure de la neige. Nous devons vérifier si l'influence de ce facteur peut ne plus être sensible pour des neiges denses ($d > 0,4$) dont la microstructure est beaucoup moins variable que celle des neiges peu denses.
- Deuxièmement, vérifier si le modèle de Zwicker et Kosten est également applicable pour les neiges denses, et si l'équivalence entre porosités acoustique et gravimétrique reste acceptable. Dans ce cas, nous disposerions d'un outil efficace pour calculer la densité de la neige.

Le principe des mesures que nous avons réalisées se traduit par :

- La démarche suivie pour réaliser les mesures des paramètres acoustiques.
- Le mode opératoire d'échantillonnage permettant de réaliser ces mesures.

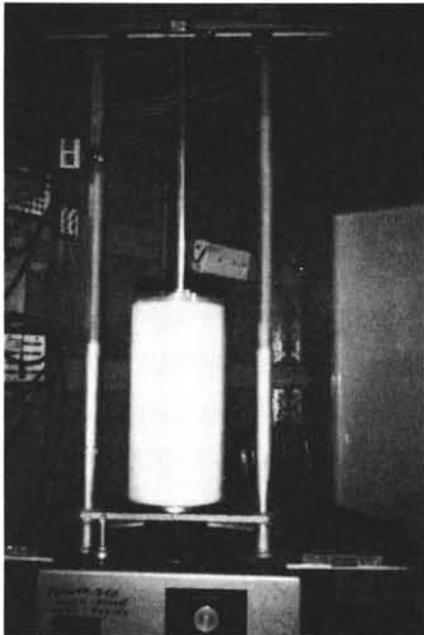
II.3.1.1 La démarche suivie

Elle se définit en trois points :

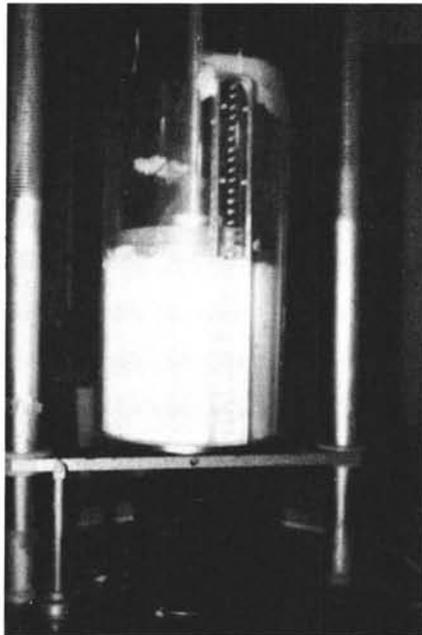
a) Étudier des neiges très différentes.

Nous avons utilisé :

- De la neige naturelle sèche (neige fraîche, grains fins, ronds) avec des densités comprises entre 0,14 et 0,45,
- De la neige sèche compactée artificiellement (neige fraîche, grains fins, ronds). Nous avons compacté la neige naturelle à l'aide d'une presse hydraulique (voir photographies 1 et 2). Les densités obtenues étaient comprises entre 0,3 et 0,68.



1 Avant compactage



2 Après compactage

Photographies 2.1 et 2.2 : Compactage de la neige par une presse hydraulique. Vitesse de compactage : 2 mm/mn

Nous nous sommes basés sur le fait que lors d'un écoulement avalancheux, la neige était compactée et mise sous forme de boules très denses.

- De la neige humidifiée artificiellement en faisant traverser la neige par un champ électrique à très haute tension [Brun, 1989]. Les grains étaient soit fins, soit ronds et la densité comprise entre 0,47 et 0,64.
- Des gobelets obtenus artificiellement en maintenant un fort gradient de température entre deux faces d'un bloc de neige [Delsol, Pahaut et Pougatch, 1979]. La densité de ces neiges était comprise entre 0,3 et 0,4.
- De la neige prélevée dans les boules d'une avalanche dense naturelle (grains ronds humides). La densité était comprise entre 0,5 et 0,6.

Nous avons ainsi étudié 71 échantillons de neige avec des densités réparties entre 0,14 et 0,68 (voir figure 2.35).

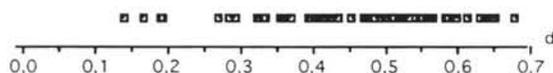


Figure 2.35 : Répartition des échantillons en fonction de leur densité

- b) Mesurer, pour chaque échantillon, des paramètres liés à la forme des grains, à l'aide des techniques de traitement d'images [Brunot, 1986]. Ces paramètres sont :
- la surface moyenne de l'image des grains d'un même échantillon,
 - la longueur maximale moyenne des grains,
 - le périmètre moyen des grains,
 - les rayons de courbure (concave et convexe) moyens des grains.
- c) Utiliser une chaîne de mesures permettant de réaliser les mesures très rapidement. Ceci est essentiel pour étudier la neige humide. En effet, l'équilibre entre glace et eau est difficile à maintenir. On risque de n'avoir plus qu'un échantillon de neige humide regelée ou au contraire une flaque d'eau, à la fin de l'expérience, si la durée de celle-ci dépasse la dizaine de minutes. Or, la méthode du tube de Kundt rappelée au paragraphe II.2.2.2 nécessite le déplacement d'un microphone au sein du tube pour déterminer, à chaque fréquence étudiée, la position des noeuds et ventres de pression. Or, pour obtenir un bon ajustement des paramètres du modèle de Zwicker et Kosten, il est préférable de posséder des mesures pour un grand nombre de fréquences. Enfin, mesurer l'impédance caractéristique et le vecteur d'onde nécessite de reproduire ces opérations dans deux configurations expérimentales différentes, l'une avec l'échantillon de neige plaqué contre le piston, l'autre avec l'échantillon placé à une distance du piston de $1/4$ de longueur d'onde (voir paragraphe II.3.2). Pour chaque échantillon, les expériences de Buser qui, pour avoir une très grande précision,

mesurait la pression dans le champ d'onde stationnaire tous les millimètres, prenait plusieurs heures.

A partir de ce constat, nous avons choisi la méthode établie par Chung qui permet de réaliser les mêmes mesures en quelques dizaines de secondes [Chung et Blaser, 1980]. Le principe de cette méthode appelée "méthode du tube d'onde stationnaire à deux microphones" reprend en partie celle du tube de Kundt. Un échantillon du matériau à étudier est placé dans un tube. A l'une de ses extrémités est placé un haut-parleur, à l'autre, un piston amovible (voir figure 2.36). Mais les ondes générées ne sont plus monochromatiques.

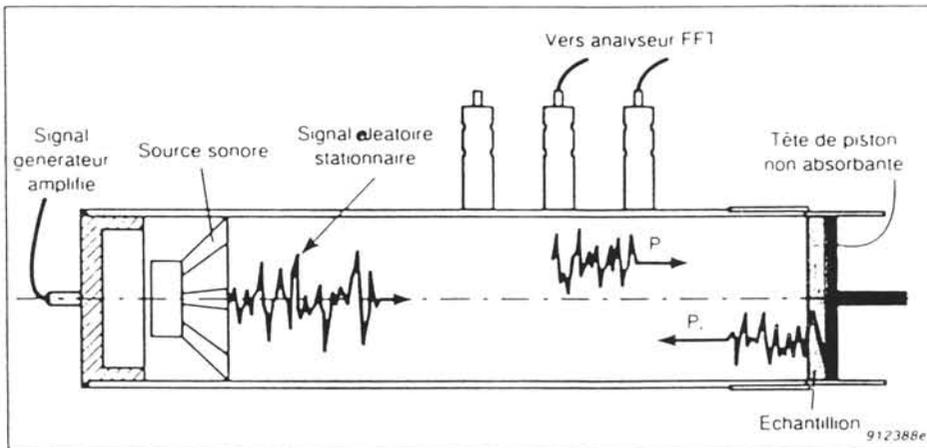


Figure 2.36 Coupe transversale du tube d'onde stationnaire à deux microphones

L'originalité de cette méthode est d'émettre un bruit blanc, somme aléatoire d'ondes monochromatiques et de mesurer la pression en deux points fixes situés dans le champ d'onde stationnaire, à une distance respectivement de x_1 et x_2 de la surface de l'échantillon. En utilisant les transformées de Fourier, on obtient :

$$p(x,t) = \int_{-\infty}^{+\infty} P(x,f) e^{i2\pi ft} df$$

En remplaçant $p(x)$ par sa valeur dans les équations (2.5) et (2.6), on obtient :

$$\frac{\partial^2 P(x,f)}{\partial x^2} + k^2 P(x,f) = 0$$

La solution générale est la somme des pressions correspondant à l'onde incidente et à l'onde réfléchiée à la surface de la neige, d'où, en prenant la surface de la neige comme origine :

$$P(x,f) = A(f)e^{kx} + B(f)e^{-kx}$$

Connaissant P en deux points distincts x_1 et x_2 , on en déduit les valeurs de A et B pour une fréquence donnée. Le coefficient de

réflexion r est alors donné par :

$$r = \frac{B(f)}{A(f)}$$

Cette méthode est donc beaucoup plus rapide que celle du tube de Kundt. Mais elle est moins précise que celle utilisée par Buser. Le détail de ces calculs et l'analyse des erreurs sont rappelés dans l'article de Seybert [**Seybert et Soenarko, 1981**]. Toutefois, en moyennant sur 200 mesures, on obtient r avec une bonne précision pour une gamme de fréquence très large. Cette gamme est limitée par le diamètre et la longueur du tube. En effet, le diamètre doit être suffisamment petit devant la longueur d'onde afin que seule l'onde plane puisse se propager et d'éviter l'apparition de modes supérieurs (voir paragraphe II.3.1). La norme française sur les tubes d'ondes stationnaires [**AFNOR, 1981**] impose un diamètre inférieur à $0,6 \lambda$ (λ étant la longueur d'onde dans l'air). Par contre la longueur du tube doit être suffisamment grande devant λ pour permettre que un ou deux noeuds de pression puissent se former dans le champ d'onde stationnaire. La norme française impose une longueur supérieure à $\frac{300}{f_{\min}}$ mètre, f_{\min} étant la fréquence minimale en Hz à laquelle nous voulons travailler.

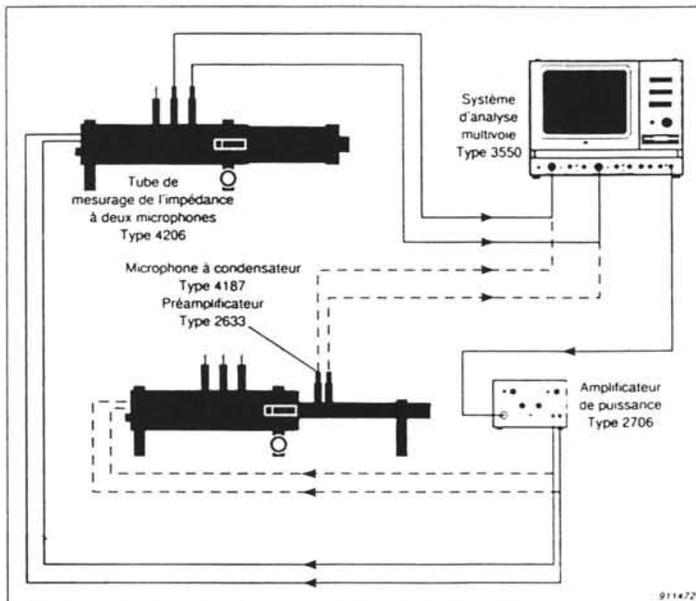


Figure 2.37 : Chaîne de mesure du tube Brüel et Kjær, type 4206

Toutefois, le principe de la méthode des deux microphones ne nécessite pas le respect de cette dernière recommandation. La longueur du tube peut être moins importante. Mais c'est la distance entre les deux microphones

qui est essentielle. En effet, le calcul des pressions de l'onde incidente et réfléchie n'est possible que si cette distance est différente d'un multiple de $\frac{\lambda}{2}$ [Chung et Blaser, 1980]. Il faut donc espacer les microphones d'une distance inférieure à $\frac{\lambda_{\min}}{2}$, λ_{\min} correspondant à la fréquence maximale utilisée.

Pour notre étude, nous avons utilisé le tube de mesure de l'impédance à deux microphones de Brüel et Kjær, type 4206 (voir figure 2.37). Les microphones utilisés sont à condensateur (Brüel et Kjær, type 4187). Leur diamètre est de 8mm. Ils sont pilotés par un analyseur multivoie (Brüel et Kjær, type 3550) et d'un amplificateur du signal du générateur (Brüel et Kjær, type 2706). Nous avons utilisé un tube de 29 mm de diamètre interne permettant de travailler à des fréquences comprises entre 500 et 6000 Hz. Un logiciel développé par Brüel et Kjær permet d'obtenir la mesure du coefficient de réflexion et de l'impédance normale spécifique tous les 8Hz, dans la bande de fréquences utilisée.

II.3.1.2 Les échantillons : carottage et mise en place

Les prélèvements de neige naturelle ont été réalisés en différents endroits :

- Au col de Porte (Isère), à 1340 mètres d'altitude. Nous avons prélevé de la neige ayant commencé une métamorphose de fonte (amas de gros grains). Une chute de neige nous a également permis de prélever de la neige fraîche.
- A l'Alpe d'Huez (Isère), à 2100 mètres d'altitude, où nous avons prélevé essentiellement de la neige sèche, à grains fins.
- Au col du Lautaret à 2050 mètres d'altitude, où nous avons prélevé de la neige à gros grains et des boules d'avalanches de neige humide.

La prise d'échantillons a été réalisée en chambre froide, à partir des neiges prélevées sur le terrain. L'atelier de la Division Nivologie a dû réaliser de petits carottiers en aluminium de différentes longueurs. Cette phase de prise d'échantillons fut l'opération la plus délicate de ces expériences, surtout pour les neiges sèches et denses.

Pour certains échantillons, la neige fut tamisée (grains fins et ronds). Dans ce cas, ces échantillons n'étaient utilisés que 48 heures après, pour permettre le rétablissement des liaisons par frittage que nous avons détruites.

Pour d'autres échantillons, la neige fut réchauffée pour permettre au carottier de pénétrer (grains ronds ayant déjà commencé une métamorphose de fonte).

Par contre, pour les neiges compactées artificiellement, les carottiers étaient placés près de la base de l'éprouvette de neige avant compactage (voir figure 2.38). La surface de l'échantillon doit être la plus plane possible. Ceci est difficile à obtenir pour un milieu poreux comme une neige à gros grains. Toutefois, une surface assez régulière fut obtenue en dégagant le carottier de

l'éprouvette de neige à l'aide d'une lame tranchante et en enlevant pratiquement grain par grain, la neige en excès (voir photographie 3).

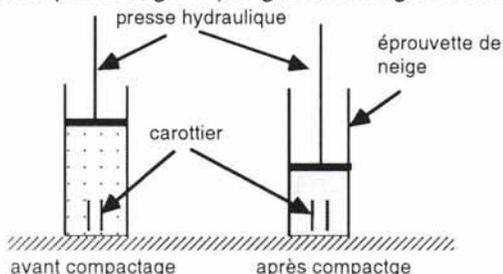


Figure 2.38 : Échantillonnage des neiges compactées artificiellement.

La mise en place des échantillons de neige dans le tube fut également délicat. En effet, il fallait placer le contenu du carottier dans le tube porte échantillon vissé au tube d'ondes stationnaires, en évitant d'endommager l'échantillon et en évitant la présence d'un liseré d'air entre la paroi du tube et la neige. Toutefois, les mesures ont montré que la présence d'un très fin liseré d'air n'avait pas d'influence perceptible. Cette opération nécessita l'utilisation de différentes pièces fabriquées par notre atelier (voir figure 2.39).



Photographie 2.3 : Les échantillons de neige compactée dans leur carottier après avoir été dégagés de l'éprouvette
État initial et état final

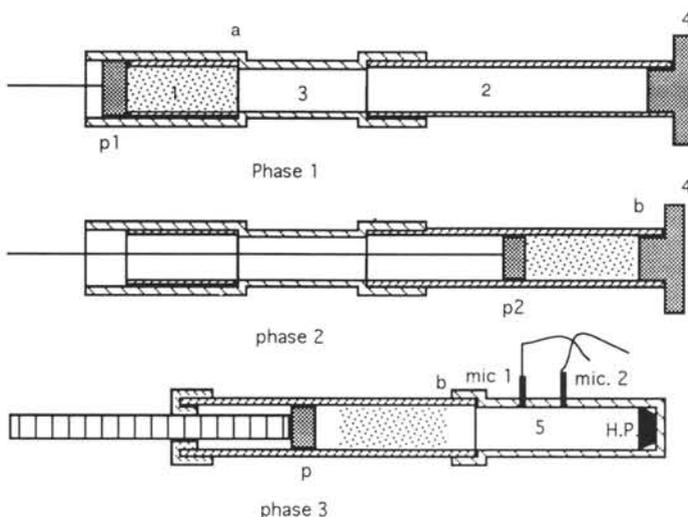


Figure 2.39 : Mise en place de l'échantillon de neige dans le tube de mesure d'impédance

Phase 1 : Une raccord (3) est vissé à l'une des extrémités du porte-échantillon (2). A l'autre extrémité, on place le carottier contenant l'échantillon (1) en le poussant par un piston p1 de diamètre légèrement supérieur à celui du carottier.

Phase 2 : Un autre piston p2, de diamètre légèrement inférieur à celui du carottier pousse l'échantillon de neige en b, dans le porte-échantillon. Cette position devant être impérativement respectée, nous avons placé un bouchon permettant de bloquer l'échantillon. Ce bouchon est percé de trous pour permettre à l'air de s'évacuer. Il est également translucide afin de surveiller l'échantillon et éviter de le compresser entre le piston et ce bouchon

Phase 3 : le raccord (3) est enlevé. Le porte-échantillon est alors vissé au tube d'ondes stationnaire (5). Un piston p muni d'une tige graduée ferme le porte-échantillon. Grâce à cette graduation, des mesures sont faites une première fois avec le piston collé contre l'échantillon, et une seconde fois avec une couche d'air d'épaisseur connue entre le piston et la neige.

Toutes les manipulations ont été réalisées avec des gants pour éviter le réchauffement des tubes. Les carottiers étaient manipulés avec une pince.

Malgré toutes ces précautions, quelques grains de glace sont parfois tombés dans le tube (en particulier lors de la manipulation des gobelets, qui forment une neige sans cohésion). Toutefois, si de telles mesures devaient être faites in situ avec une neige en mouvement, nous pourrions ne pas avoir des surfaces très régulières. Aussi, quelques résultats de mesures effectuées dans des conditions non satisfaisantes (présence de grains dans le tube, surface bombée, ébréchée...) ont été conservées pour étudier l'influence de la qualité de l'échantillon étudié sur les propriétés acoustiques.

II.3.2 Les résultats obtenus

Dans le chapitre II.2, nous avons vu que le seul paramètre directement mesurable était le coefficient de réflexion r d'une onde incidente normale à la surface de l'échantillon. Au paragraphe II.2.2.2, nous avons mis en évidence une corrélation linéaire entre le module de ce coefficient et la densité pour $d < 0,4$. Les mesures que nous avons réalisées avec des neiges denses ne permettent pas de retrouver une telle corrélation (voir figure 2.40).

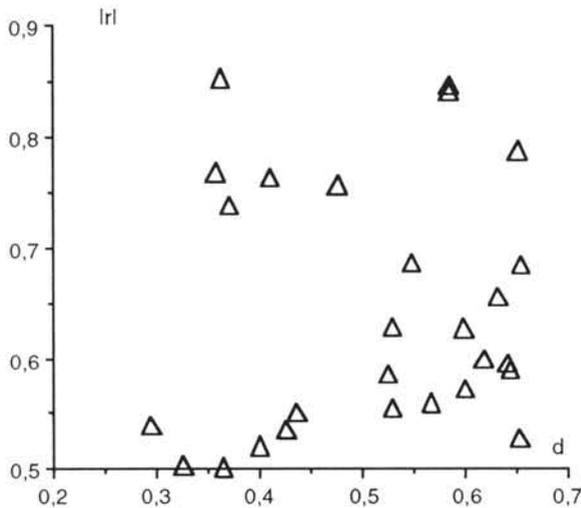


Figure 2.40 : Relation entre la densité et le module du coefficient de réflexion $|r|$ mesuré à la surface d'échantillons de neige de 2 cm de longueur, plaqué contre le piston.

Fréquence de 1552Hz.

Le coefficient de réflexion r ne peut donc pas être utilisé pour étudier la densité des neiges denses.

A partir des mesures de r , nous pouvons calculer les impédances normales spécifiques. Aussi, après avoir discuté des hypothèses permettant de calculer les paramètres acoustiques caractéristiques de la neige à partir des mesures de l'impédance normale spécifique, nous présenterons les relations existant entre la densité et ses paramètres. Puis, nous vérifierons la possibilité d'utiliser le modèle de Zwicker et Kosten pour les neiges denses et présenterons les principaux résultats que nous avons obtenus.

II.3.2.1 Les hypothèses

Pour calculer les paramètres acoustiques caractéristiques de la neige, nous avons fait la même hypothèse qu'au chapitre précédent, à savoir que la propagation d'une onde sonore dans les pores de la neige est un phénomène linéaire. Nous avons également supposé que la propagation d'une onde acoustique dans les pores ne permettait pas l'apparition d'une onde se propageant par les grains de glace. Nous avons ainsi utilisé la relation (2.32) reliant l'impédance normale spécifique à l'impédance caractéristique et au

vecteur d'onde. Pour chaque échantillon, une mesure a été faite avec le piston contre la neige afin d'obtenir la première équation du système d'équations (2.34). Mais il nous était impossible de laisser, derrière l'échantillon, un espace de $\frac{\lambda_{air}}{4}$ afin d'obtenir le système d'équations (2.34) puisque nous ne travaillions pas à une fréquence fixe. Nous avons donc laissé entre l'échantillon et le piston une couche d'air dont l'épaisseur e ne variait pas avec la fréquence. A partir de (2.32), nous obtenons le système d'équations suivant, avec les mêmes notations qu'au paragraphe II.3.2 :

$$\left. \begin{aligned} Z_c &= W \coth(kl) \\ Z_o(e) &= W \frac{W \operatorname{sh}(kl) - i \cotg\left(\frac{\omega}{c_{air}} e\right) \operatorname{ch}(kl)}{W \operatorname{ch}(kl) - i \cotg\left(\frac{\omega}{c_{air}} e\right) \operatorname{sh}(kl)} \end{aligned} \right\} (2.37)$$

Mais ce système d'équation en W et k est soluble si e est différent d'un multiple de $\frac{\lambda_{air}}{2}$, à toutes les fréquences étudiées. Or, comme nous avons toujours travaillé à des températures supérieures à -20°C , et que la gamme de fréquence possible du tube est [500 Hz; 6000Hz], e doit donc être inférieure à 27 mm. Nous avons donc fait, pour chaque échantillon une mesure avec $e=0$ cm, 1cm et 2cm. Nous avons obtenu ainsi 3 équations et 2 inconnues.

En comparant les résultats obtenus avec le couple ($Z_c, Z_o(1\text{cm})$) et ($Z_c, Z_o(2\text{cm})$), nous avons pu vérifier la linéarité de la propagation. En effet, si cette hypothèse est vérifiée, nous devons avoir une relation linéaire entre les pressions et les vitesses en deux points x_1 et x_2 quelconques du milieu. Cette

relation peut être caractérisée par une matrice de transfert $\begin{bmatrix} a & b \\ c & d \end{bmatrix}$ telle que :

$$\begin{bmatrix} p(x_1) \\ v(x_1) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a & b \\ c & d \end{bmatrix} \begin{bmatrix} p(x_2) \\ v(x_2) \end{bmatrix}$$

Ainsi, le système d'équations (2.37) peut s'écrire sous la forme :

$$\begin{bmatrix} p_c(0) \\ v_c(0) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \operatorname{ch}(kl) & W \operatorname{sh}(kl) \\ \frac{\operatorname{sh}(kl)}{W} & \operatorname{ch}(kl) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} p(l) \\ 0 \end{bmatrix}$$

$$\begin{bmatrix} p_o(0) \\ v_o(0) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \operatorname{ch}(kl) & W \operatorname{sh}(kl) \\ \frac{\operatorname{sh}(kl)}{W} & \operatorname{ch}(kl) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} p(l) \\ i \frac{p(l)}{\cotg\left(\frac{\omega}{c_{air}} e\right)} \end{bmatrix}$$

La matrice de transfert est donc indépendante de e . Les calculs que nous avons faits pour $e = 1$ cm et 2 cm, montrent que cette hypothèse est vérifiée

pour les neiges de densité inférieure à 0,45. Par contre, pour les fortes densités, les résultats obtenus pour $e = 1$ cm d'une part et $e = 2$ cm d'autre part, montrent une divergence entre les valeurs de C et α aux fortes fréquences (voir figures 2.41, 2.42, 2.43, 2.44).

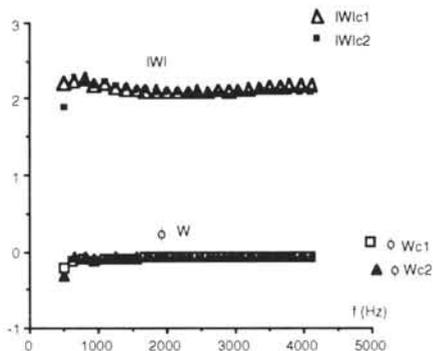


Figure 2.41 : Valeurs de l'impédance caractéristique d'une neige de densité 0,359

IWI module

ΦW phase (radians)

c1 : valeurs calculées à partir de Z_c et $Z_o(1cm)$

c2 : valeurs calculées à partir de Z_c et $Z_o(2cm)$

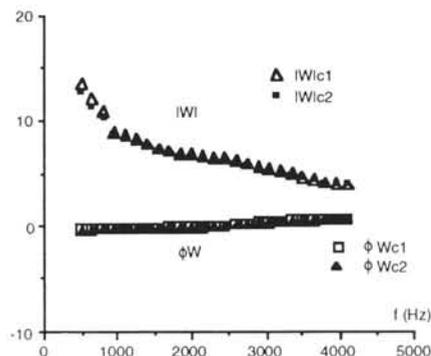


Figure 2.42 : Valeurs de l'impédance caractéristique d'une neige de densité 0,68.

IWI module

ΦW phase (radians)

c1 : valeurs calculées à partir de Z_c et $Z_o(1cm)$

c2 : valeurs calculées à partir de Z_c et $Z_o(2cm)$

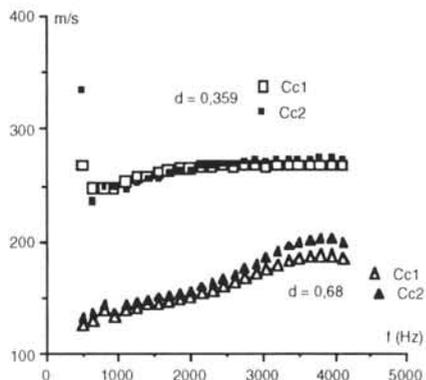


Figure 2.43 : Valeurs de C pour deux densités différentes avec :

c1 : valeurs calculées à partir de Z_c et $Z_o(1cm)$

c2 : valeurs calculées à partir de Z_c et $Z_o(2cm)$

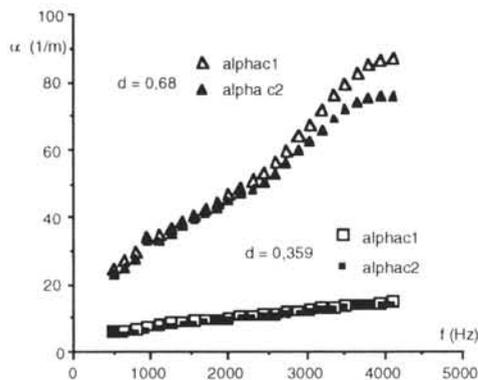


Figure 2.44 : Valeurs de α pour deux densités différentes avec :

c1 : valeurs calculées à partir de Z_c et $Z_o(1cm)$

c2 : valeurs calculées à partir de Z_c et $Z_o(2cm)$

De tels écarts ne peuvent être dus à une éventuelle erreur de mesure sur l'épaisseur de la couche d'air derrière l'échantillon. En effet, outre le fait que l'espace derrière l'échantillon était fixé grâce à une cale placée sur la tige du piston amovible, l'influence d'une telle erreur n'explique pas ces écarts (voir figures 2.45). Nous n'avons pu trouver aucune explication justifiée de ce phénomène. Nous pouvons seulement faire les hypothèses suivantes :

a) Cet écart serait lié au mode opératoire de prélèvement et de mise en place de l'échantillon. Nous pouvons imaginer la formation de strates de faible épaisseur de neige plus ou moins compactée à la surface de l'échantillon, provoquant l'apparition de différentes interfaces au sein de celui-ci. La matrice globale de transfert serait alors le produit de plusieurs matrices simples de transfert, chacune correspondant à une strate. Dans ce cas, les relations entre les coefficients de la matrice globale de transfert seraient différentes. Mais nous ne pouvons pas expliquer pourquoi ce fait serait surtout sensible pour les fortes densités, à des fréquences élevées.

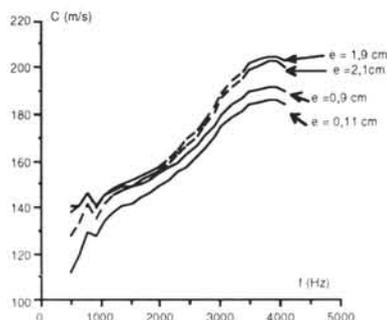


Figure 2.45 : Influence d'une erreur de mesure de e sur la valeur de C .

Une erreur de 1mm sur e ne permet pas un recouvrement des valeurs possibles de C aux fortes fréquences respectivement pour $e = 1$ cm et $e = 2$ cm

b) L'hypothèse de linéarité et d'absence de couplage entre la propagation d'une onde dans les pores et par les cristaux de glace du squelette ne serait plus vérifiée pour les fortes densités et aux fortes fréquences. Mais nous n'avons pas d'explication satisfaisante pour le justifier.

Par la suite, nous travaillerons uniquement avec les valeurs des paramètres acoustiques pour des fréquences inférieures à 4000Hz.

II.3.2.2 Relations entre la densité et les paramètres acoustiques de la neige

La principale constatation que nous pouvons faire est que nous retrouvons globalement les mêmes résultats que ceux présentés pour les neiges de faible densité ($d < 0,4$), à savoir :

a) Il n'existe pratiquement aucune corrélation entre la densité d d'une part, la phase de l'impédance caractéristique ΦW et le coefficient d'atténuation α d'autre part (voir figures 2.46 et 2.47).

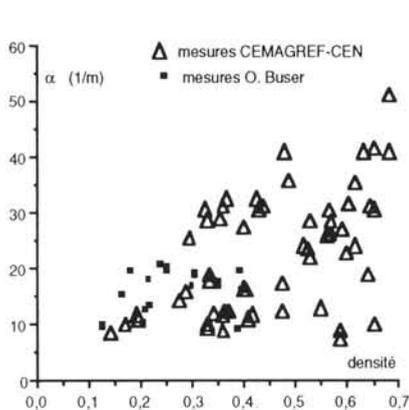


Figure 2.46 : Variation du coefficient d'atténuation α en fonction de la densité pour une fréquence de
 1552 Hz (mesures CEMAGREF-CEN)
 1548 Hz (mesures O. Buser)

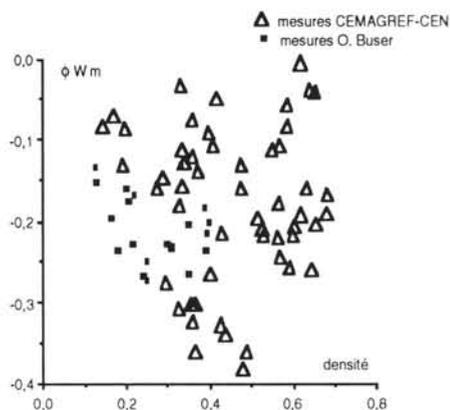


Figure 2.47 : Variation de la phase de l'impédance caractéristique en fonction de la densité pour une fréquence de
 1552 Hz (mesures CEMAGREF-CEN)
 1548 Hz (mesures O. Buser)

b) La densité n'est pas le principal paramètre explicatif de la vitesse du son (voir figure 2.48). Nous pouvons cependant noter que la vitesse tend à diminuer lorsque la densité augmente. Mais cette tendance ne suffit pas pour estimer d'une manière satisfaisante la densité à partir de la vitesse du son.

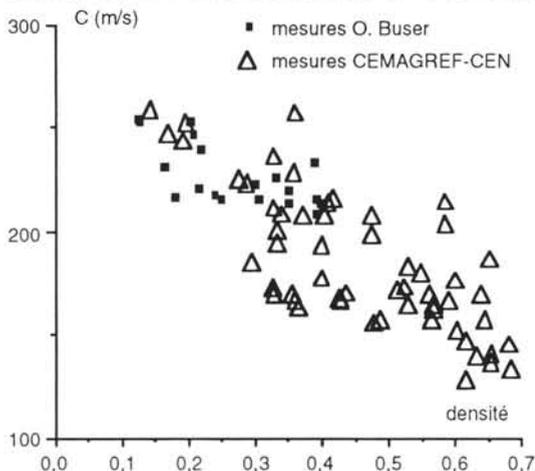


Figure 2.48 : Relation entre la vitesse du son dans la neige et la densité à une fréquence de :
 - 1552 Hz (mesures CEMAGREF-CEN)
 - 1548 Hz (mesures O. Buser)

Toutefois, nous pouvons faire les remarques suivantes :

- Il existe une relation étroite entre la densité et la vitesse du son pour des échantillons d'une même neige sèche, cest à dire prélevée au même

$$\log(IWI) = 0,06 - 1,55\log(1-d) \quad R^2 = 0,918. \quad (2.37)$$

Enfin, les expériences réalisées avec des échantillons de mauvaise qualité (surface ébréchée, bombée, présence de grains dans le tube, devant l'échantillon) montrent que la relation entre la densité et l'impédance n'est pas trop affectée par ce facteur.

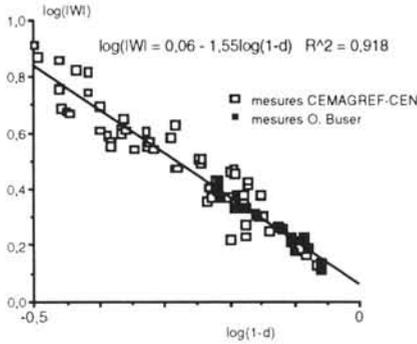


Figure 2.50 : Relation entre le module de l'impédance caractéristique IWl et la densité.

Fréquence :

- 1552 Hz (mesures CEMAGREF-CEN)
- 1548 Hz (mesures O. Buser)

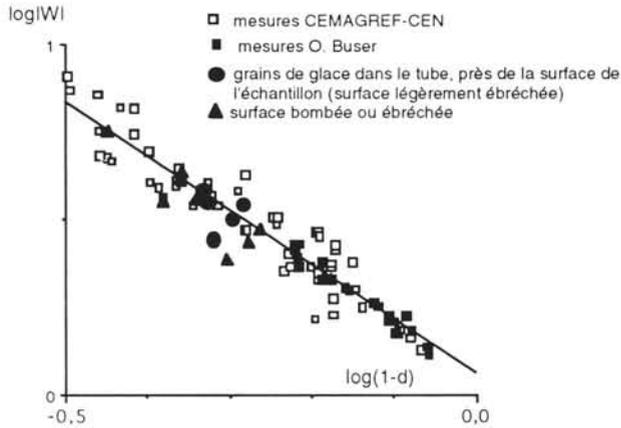


Figure 2.51 : Influence de la qualité de l'état de surface de l'échantillon sur la relation entre IWl et d

Fréquence :

- 1552 Hz (mesures CEMAGREF-CEN)
- 1548 Hz (mesures O. Buser)

A partir de ces premiers résultats nous pouvons conclure qu'il semble possible de connaître la densité de la neige à partir de la mesure du module de son impédance caractéristique IWl.

Nous allons compléter ce résultat en vérifiant si l'utilisation du modèle de Zwikker et Kosten permettrait d'estimer la densité avec une plus grande précision.

II.3.2.3 Application du modèle de Zwikker et Kosten aux neiges de forte densité

Pour déterminer les trois paramètres du modèle de Zwikker et Kosten, nous avons procédé de la même manière avec nos mesures que nous l'avions fait avec celles de Buser (voir paragraphe II.3.2). Nous avons utilisé les valeurs de W et k obtenues à partir des impédances spécifiques Z_c et $Z_o(1cm)$. L'ajustement que nous avons obtenu pour les fortes densités est de moins bonne qualité que celui obtenu pour $d < 0,4$. En fait, il semble que le modèle permet une bonne estimation du module de l'impédance caractéristique IWI

ainsi que de la partie imaginaire du vecteur d'onde $\beta = \frac{\omega}{C}$, bien que la qualité de l'ajustement diminue pour les fortes densités (voir figures 2.52 et 2.53).

Par contre, pour les fortes densités ($d > 0,55$), il n'y a pas de correspondance entre les valeurs théoriques de la phase de l'impédance ΦW et du coefficient d'atténuation α fournies par le modèle et celles obtenues à partir des mesures (voir figures 2.54 et 2.55). Nous retrouvons donc les mêmes divergences pour ΦW observées pour les neiges peu denses, mais beaucoup plus accentuées pour les fortes densités. Nous constatons également que la partie imaginaire de W augmente avec la fréquence pour devenir positive (voir figure 2.56). Or, la tortuosité et la porosité étant des paramètres réels positifs de proportionnalité, ils n'interviennent pas dans le signe de $\text{Imag}(W)$. De plus la fonction $W(r')$ du modèle est une fonction monotone en r' qui varie de $+\infty$ à 1 pour la partie réelle et de $-\infty$ à 0 pour la partie imaginaire. Donc, le modèle ne peut expliquer $\text{Imag}(W) > 0$. L'une des limites du modèle est une variation rapide du diamètre des pores [Zwikker et Kosten, 1949]. Mais cette hypothèse est-elle satisfaisante ?

Figure 2.52: Comparaison entre les valeurs du module de l'impédance caractéristique IWI obtenues soit à partir du modèle (traits pleins), soit à partir des mesures (signes) pour différentes densités de neige

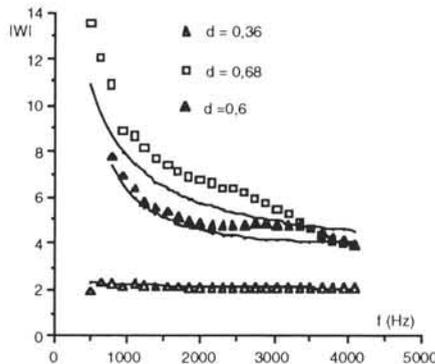


Figure 2.53 : Comparaison entre les valeurs de la partie imaginaire du vecteur d'onde $\beta = \frac{\omega}{C}$ obtenues soit à partir du modèle (traits pleins), soit à partir des mesures (signes) pour différentes densités de neige

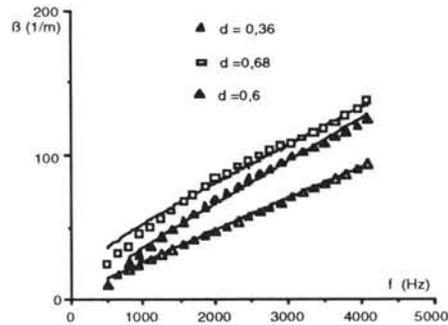


Figure 2.54 : Comparaison entre les valeurs de l'impédance caractéristique ΦW obtenues soit à partir du modèle (traits pleins), soit à partir des mesures (signes) pour différentes densités de neige

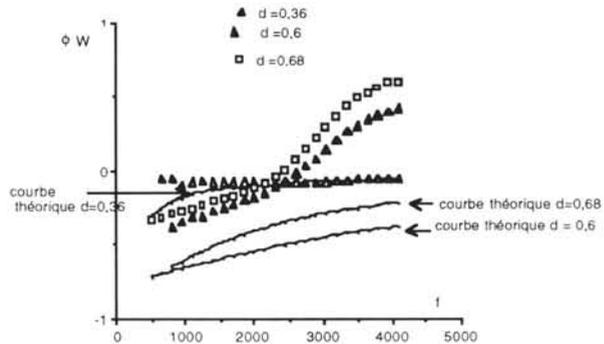


Figure 2.55 : Comparaison entre les valeurs du coefficient d'atténuation α obtenues soit à partir du modèle (traits pleins), soit à partir des mesures (signes) pour différentes densités de neige.

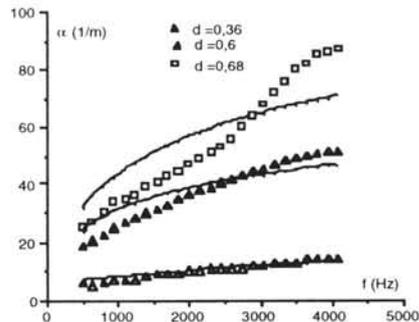
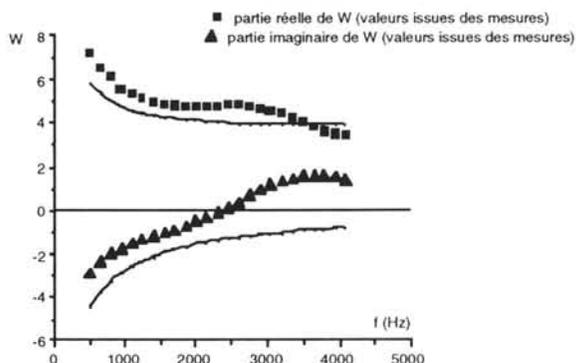


Figure 2.56 : Comparai-
son entre les parties
réelles et imaginaires de
W obtenues soit à partir
du modèle (traits pleins),
soit à partir des mesures
(signes) pour différentes
densités de neige.



Pour tenter de trouver une justification physique à la non-adéquation du modèle, nous avons utilisé l'analogie qui existe entre la propagation d'une onde monochromatique dans un tube et un circuit électrique alternatif [Morse et Ingard, 1968].

Les équivalences entre un circuit électrique et la propagation d'une onde acoustique dans un tube de section constante, sont :

<i>grandeurs électriques</i>	<i>grandeurs acoustiques</i>
E : Différence de potentiel	p : Pression acoustique
I : Intensité électrique	U = Sv : Flux d'air à travers la section du tube S
L _e : Inductance électrique par unité de longueur.	L _a = $\frac{\rho_0}{S}$: Inductance acoustique par unité de longueur
C _e : Capacitance électrique par unité de longueur	C _a = $\frac{S}{K_0}$: Capacitance acoustique par unité de longueur, K : Coefficient de compressibilité.
R _e : Résistance électrique par unité de longueur	R _{av} = Résistance acoustique due à la viscosité de l'air par unité de longueur. R _{at} = Résistance acoustique due à la conduction thermique par unité de longueur.

Le schéma du circuit électrique équivalent à la propagation dans un tube tenant compte de la viscosité de l'air et de la conduction thermique est donné à la figure 2.57 .

L'intensité I du courant pouvant s'écrire sous la forme $I = I_0 e^{i\omega t}$, nous avons, en tout point du circuit électrique :

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \left(\frac{1}{C_e} + i R_t(\omega) \right) \frac{\partial I}{\partial x} = 0$$

$$- \frac{\partial E}{\partial x} = \left(L_e \cdot i \frac{R_v}{\omega} \right) \frac{\partial I}{\partial t}$$

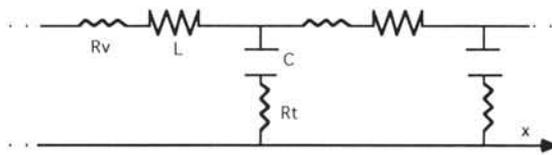


Figure 2.57 : Schéma électrique équivalent de la propagation d'une onde acoustique dans un tube infini

Par analogie, nous avons alors comme coefficient de compressibilité équivalent :

$$K = S \left(\frac{1}{C_a} + i R_{at}(\omega) \right)$$

De même, la masse volumique équivalente peut s'écrire :

$$\rho = S \left(L_a \cdot i \frac{R_{av}}{\omega} \right)$$

L'impédance acoustique caractéristique est donnée par :

$$W = S \sqrt{ \left(L_a \cdot i \frac{R_{av}}{\omega} \right) \left(\frac{1}{C_a} + i R_{at}(\omega) \right) }$$

La partie réelle de W étant toujours positive, $\text{Imag}(W) > 0$ est équivalent à $\text{Imag}(W^2) > 0$. Nous avons alors :

$$\text{Imag}(W^2) = S^2 \left(L_a R_{at}(\omega) - \frac{R_{av}}{\omega C_a} \right)$$

La partie imaginaire de W^2 sera donc positive plutôt aux fréquences élevées et pour une forte capacitance. Or, nous pouvons facilement supposer que le nombre de cavités ou de pores obstrués augmente avec la densité de la neige. Toutefois, la relation (2.37) entre $|W|$ et d montre que toutes ces cavités sont desservies par des pores par lesquelles se propage l'onde acoustique. Celles-ci constituent alors des systèmes acoustiques résonnants appelés résonateurs d'Helmholtz. Le volume V_B joue le rôle d'une capacitance C_B telle que [Morse et Ingard, 1968] :

$$C_B = \frac{V_B}{K}$$

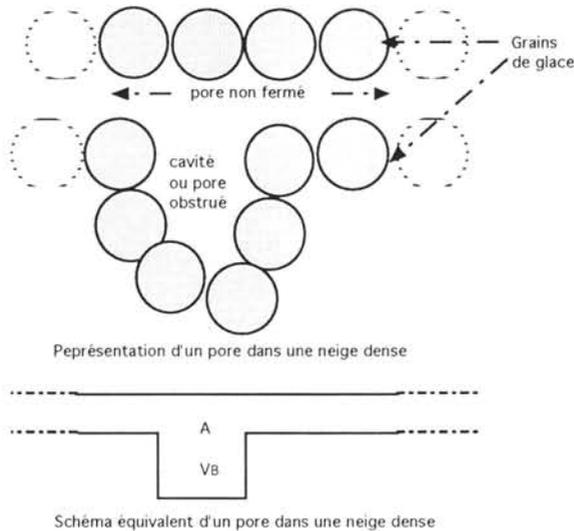


Figure 2.58 : Représentation d'un pore dans une neige dense

L'orifice A joue également le rôle d'une résistance et d'une inductance mises en parallèle, inversement proportionnelles au diamètre de A. Mais nous pouvons supposer que les orifices ont la même dimension que le rayon des pores alors que les cavités peuvent avoir un volume correspondant à un ou plusieurs grains donc avoir des dimensions beaucoup plus importantes. L'influence des cavités domine alors celle des orifices. La présence de telles cavités peut justifier le fait que la partie imaginaire de W soit positive pour les fortes fréquences et pour les neiges denses ou à gros grains. Ceci peut expliquer pourquoi le modèle ne convient pas: il ne tient pas compte de la présence de ces cavités. En effet, ces cavités ne peuvent être prises en compte par le coefficient de forme sp introduit par Attenborough (voir paragraphe II.3.1). Ce paramètre traduit un changement brutal de section du tube. Une telle configuration a un effet d'inductance et de résistance venant augmenter les valeurs de L_a et R_{av} [Morse et Ingard, 1968]. Ceci ne peut donc pas expliquer le fait que la partie imaginaire de W soit positive pour les fortes densités et aux fréquences élevées.

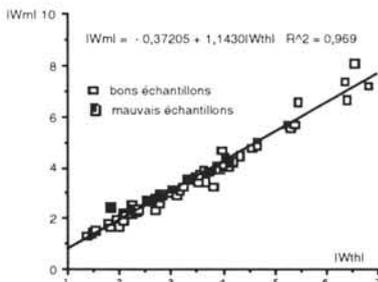


Figure 2.59 : Comparaison entre les valeurs de $|W|$ obtenues à partir de mesures avec celles obtenues à partir du modèle, pour une fréquence de 1552 Hz.

Toutefois, malgré les remarques que nous venons de faire, le modèle permet une bonne estimation du module de l'impédance caractéristique IWI et de la vitesse du son. (voir figures 2.59 et 2.60)

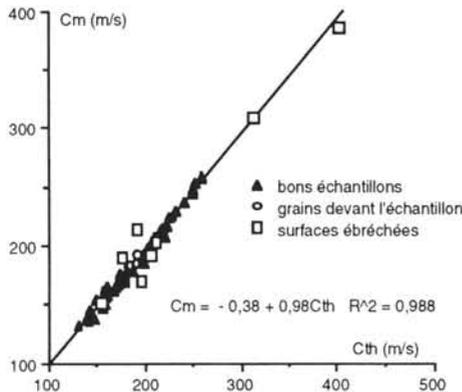


Figure 2.60 : Comparaison entre les valeurs de C obtenues à partir de mesures avec celles obtenues à partir du modèle pour une fréquence de 1552 Hz

Nous allons maintenant vérifier si l'utilisation du modèle de Zwicker et Kosten permet d'estimer la porosité de la neige à partir de sa porosité acoustique.

II.3.2.4 Résultats obtenus en utilisant le modèle de Zwicker et Kosten :

Le principal résultat que nous avons obtenu est une très bonne corrélation entre la porosité acoustique et la porosité gravimétrique de la neige (voir figure 2.63). Nous confirmons ainsi les premiers résultats obtenus pour des neiges de faible densité. Elle confirme également le résultat obtenu précédemment (relation 2.37) qui indique qu'il n'y a pas de cavités "passives" dans une neige dense, c'est à dire ne jouant aucun rôle dans la propagation d'une onde acoustique. car, dans ce cas, h_a serait supérieure à h_g . Toutefois, la qualité de cette corrélation dépend de deux facteurs :

- Premièrement, de la nature des grains (voir figure 2.61). La figure 2.62 montre la correspondance entre la nature des grains et leur surface moyenne que nous avons mesurée.

Ce paramètre est caractéristique de la taille des grains ou amas de grains collés. Nous pouvons noter que pour les grains ronds, la taille augmente lors du compactage alors qu'elle diminue pour les grains fins et les particules reconnaissables qui se brisent. Nous pouvons remarquer également que la surface moyenne des grains issus des boules d'avalanches est proche de celle obtenue après compactage des grains ronds.

Ainsi, la qualité de l'ajustement entre les deux types de porosité dépend plutôt de la dimension des grains que de leur forme. Cette remarque est compatible avec l'hypothèse que nous avons faite sur la correspondance entre la faculté du modèle à traduire les mesures et la présence

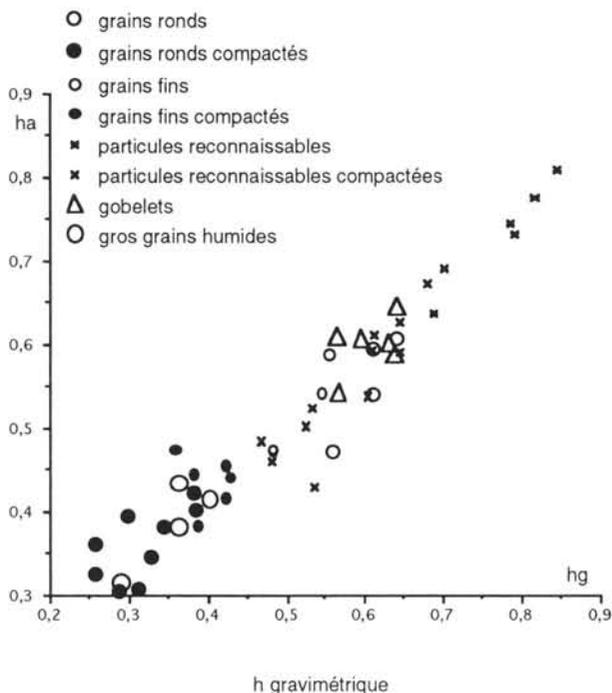


Figure 2.61 : Correspondance entre la porosité acoustique h_a donnée par le modèle de Zwicker et Kosten et la porosité gravimétrique h_g mesurée en fonction des types de grains de glace.

de cavités importantes dans la neige. Nous pouvons noter que, pour la neige humide, cette règle n'est pas vérifiée. Ceci pourrait être lié au fait que, pendant les prises de vues des grains de neige de l'échantillon, l'eau sous forme liquide peut avoir gelé, soudant entre eux de nombreux grains qui pouvaient ne pas l'être au sein de l'échantillon.

- Deuxièmement de la qualité de la surface de l'échantillon. Il semble que la réalisation de mesures acoustiques correctes permettant d'estimer la porosité gravimétrique à partir de la porosité acoustique, nécessite des surfaces régulières. Ainsi, l'étude de plus de 80 échantillons (ceux de O. Buser et les nôtres) nous permet de conclure qu'il est possible de connaître la porosité gravimétrique à environ 10% près, en connaissant la porosité acoustique (figure 2.63). Mais si l'échantillon de neige présente une surface ébréchée, la mesure des paramètres acoustiques, ne permet pas de retrouver la porosité gravimétrique à partir de la porosité acoustique. Cette constatation est importante puisque nous ne pouvons espérer, lors de l'étude d'une neige en mouvement, avoir des surfaces de très bonnes qualités. Mais le nombre de mesures faites avec de tels échantillons est insuffisant pour conclure. Pour mieux cerner ce problème, de nouvelles expériences sont nécessaires.

Figure 2.62 : Correspondance entre les types de grains de glace et leur surface moyenne

o : grains ronds
of : grains fins
* : particules reconnaissables
Δ : gobelets
c : neige compactée
av : neige issue de boules d'avalanches
h : neige humide

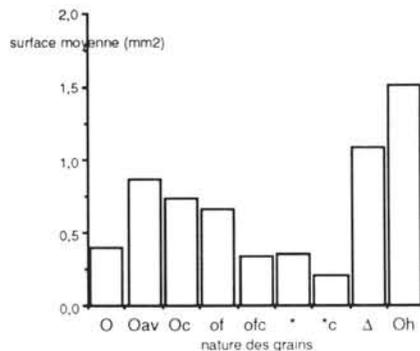


Figure 2.63 : Corrélation entre la porosité acoustique et la porosité gravimétrique

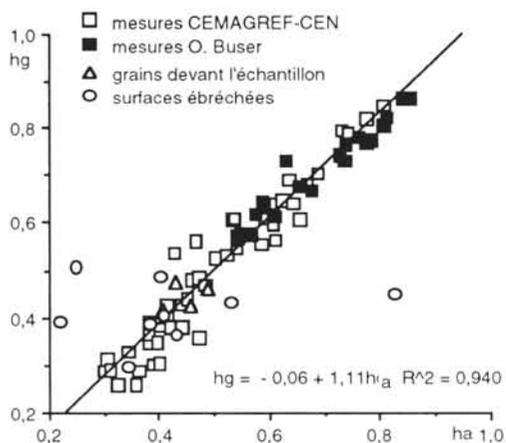


Figure 2.63 : Corrélation entre la porosité acoustique et la porosité gravimétrique

Concernant les autres paramètres du modèle, à savoir la tortuosité q et le rayon moyen des pores, nous n'avons pas pu établir une relation entre eux et les paramètres morphologiques des grains que nous avons mesurés.

De plus, la corrélation entre la porosité gravimétrique et la tortuosité que nous avons constatée pour les neiges de faible densité, n'est pas vérifiée pour les fortes densités. Ainsi, la corrélation très étroite que nous avons observée, pour $d < 0,4$ entre la vitesse du son calculée à partir des mesures et le couple de paramètres (q, r') , et que nous avons pu vérifier pour toutes les densités, ne nous permet pas d'établir une relation entre la porosité et la vitesse du son.

II.3.2.5 Conclusion

Les résultats de notre étude réalisée en laboratoire sur les propriétés acoustiques des neiges denses nous ont permis de faire le point sur :

- la validité du modèle de Zwicker et Kosten concernant les neiges à forte densité,
- la possibilité de calculer la densité de la neige à partir de mesures acoustiques.

Sur le premier point, nous avons mis en évidence le fait que le modèle de Zwicker et Kosten assimilant les pores de la neige à un ensemble de tubes plus ou moins tortueux, qui convient très bien pour une neige peu dense ($d < 0,4$) [Buser, 1986], ne permet pas de rendre compte d'une manière satisfaisante de la propagation du son dans une neige très dense ($d > 0,5$). En effet, la présence de cavités closes ou de pores obstrués ne sont pas pris en compte. De ce fait, le modèle sous-estime largement la partie imaginaire de l'impédance caractéristique ainsi que le coefficient d'atténuation. Par contre, aux fréquences inférieures à 2000 Hz, il permet une estimation satisfaisante du module de l'impédance caractéristique et de la vitesse du son. Enfin, même pour les neiges de densité peu élevée ($d < 0,5$), pour lesquelles le modèle est approprié, nous n'avons pu établir aucune relation entre le coefficient de tortuosité q et le rayon équivalent des tubes r' avec les paramètres morphologiques des grains de glace que nous avons mesurés (rayon de convexité, surface, périmètre...). Il semble que ces paramètres sont plus liés aux positions relatives des grains entre eux qu'à leur forme. Dans ce cas, l'étude de coupes minces aurait été préférable mais nous ne pouvions pas les réaliser.

Concernant l'objet de nos travaux, à savoir la détermination de la densité de la neige à partir de la mesure de ses paramètres acoustiques, nos conclusions sont les suivantes :

- Pour une neige statique, le modèle de Zwicker et Kosten permet, malgré ses limites, d'estimer la densité de la neige à partir de la détermination de sa porosité acoustique. La qualité de l'estimation diminue avec la dimension des grains de glace.
- Pour une neige en mouvement, la réponse au problème posé n'est pas aussi claire. En effet, d'après nos expériences, il semble que la régularité de la surface de neige que rencontre l'onde acoustique doit être régulière afin d'estimer la densité à partir de la porosité acoustique issue du modèle. Or, cette contrainte est difficilement réalisable avec une neige en mouvement. Toutefois, il existe une corrélation exponentielle entre le module de l'impédance caractéristique IWI et la densité. De plus, la mesure de ce paramètre acoustique ne semble pas être sensible à la qualité de la surface de l'échantillon. Ce paramètre acoustique pourrait permettre d'atteindre notre objectif ou du moins, mettre en évidence des fluctuations importantes de la densité.

Dans tous les cas, des mesures complémentaires doivent être réalisées, soit avec de la neige statique pour étudier d'une manière plus spécifique l'influence de la régularité de la surface sur les propriétés acoustiques, soit avec de la neige en mouvement pour pouvoir conclure définitivement à la possibilité ou non d'utiliser le modèle de Zwicker et Kosten.

Notre étude nous permet également de poser les principes de base d'un capteur acoustique pouvant être placé dans un flux de neige.

II.3.3 Les principes d'un capteur acoustique

Au vu des résultats précédents, le paramètre acoustique à évaluer est l'impédance caractéristique de la neige si nous voulons étudier la densité. Cette impédance se déduit de la mesure de l'impédance normale spécifique (voir paragraphe II.3.2). Après avoir précisé les hypothèses de base sur lesquelles repose le principe des mesures, nous présenterons les principales caractéristiques d'un capteur permettant de mesurer l'impédance de la neige en mouvement et de fournir quelques éléments de réponses sur la continuité du milieu.

II.3.3.2 Les hypothèses de base

L'étude des propriétés acoustiques de la neige en mouvement ne permet pas le prélèvement d'échantillons. Nous devons donc faire deux hypothèses. La première concerne la continuité du milieu que forme le corps de l'avalanche. La seconde porte sur l'influence de la vitesse de la neige sur la propagation du son.

a) Hypothèse sur la continuité du milieu

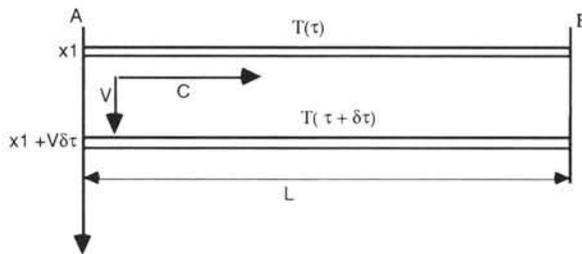
Toutes les expériences que nous avons réalisées en laboratoire concernaient une neige homogène. Dans une avalanche, la neige est brassée pour devenir, dans tout le corps de l'avalanche, un mélange relativement homogène également, composé de différents types de grains. En fait, la neige d'une avalanche dense est plus homogène que celle du manteau neigeux. Celui-ci est composé de différentes strates pouvant être très différentes et d'épaisseur très variable. Or, nous pouvons supposer que la présence par exemple d'une fine croûte de regel au milieu d'une neige homogène, peut modifier ses propriétés acoustiques.

Par contre, les avalanches denses sont pratiquement toujours composées de boules. Il y a donc une discontinuité dans le corps de l'avalanche, entre la neige et l'air. Nous faisons l'hypothèse que ces espaces entre les boules de neige sont assimilables à de très vastes cavités closes. Ainsi, comme nous l'avons vu précédemment, ces cavités auront essentiellement une très forte influence sur le coefficient d'atténuation ou sur la phase de l'impédance caractéristique. La mesure de ces paramètres acoustiques devrait nous permettre de déceler ces discontinuités. Avec des mesures en continu, nous pouvons avoir une idée

de la fréquence de ces espaces vides et donc de la taille des boules. Enfin, nos expériences en laboratoire nous ont montré que la présence de cavités ne perturbait pas trop la mesure du module de l'impédance caractéristique. Mais ceci devra être vérifié en laboratoire pour de très grandes cavités.

b) Hypothèse sur l'influence de la vitesse de l'avalanche sur les mesures

Nous savons qu'une onde plane incidente se reflète pour une part à la surface de la neige en mouvement, l'autre part continuant sa progression dans les pores de la neige en mouvement. Si nous prenons un repère ayant une vitesse de translation égale à la vitesse de la neige à l'instant où l'onde pénètre dans le tube, nous retrouvons les mêmes équations de propagation que dans une neige statique.



Ainsi, selon le schéma ci-contre, une onde plane émise en A va emprunter un tube T pour aller en B. La position de ce tube est X_1 à l'instant τ , lorsque l'onde plane y pénètre.

L'onde acoustique va atteindre le plan B à l'instant $\tau + \delta\tau$. En supposant que le tube ne se déforme pas pendant ce court instant, nous avons $\delta\tau = \frac{L}{c}$ avec c la vitesse du son dans la neige. Le tube se sera déplacé d'une longueur de $V\delta\tau$ soit $L \frac{V}{c}$. Et le chemin réellement parcouru dans la neige aura une longueur de

$$L \sqrt{1 + \frac{V^2}{c^2}}$$

La neige en mouvement pose donc deux problèmes :

- le décalage $L \frac{V}{c}$ selon une perpendiculaire aux plans A et B,
- un allongement du parcours de l'onde acoustique dans la neige.

Comme nous l'avons vu précédemment, l'ordre de grandeur de la vitesse du son dans la neige est pratiquement toujours supérieur à 150 m/s pour une fréquence voisine de 1500 Hz. Et la vitesse au front d'une avalanche dense est le plus souvent inférieure à 20m/s mais peut atteindre exceptionnellement 30m/s. Dans ce cas, la différence de longueur parcourue par l'onde acoustique ne dépasse pas 2%, ce qui est tout à fait acceptable, compte tenu de la précision que nous pouvons espérer sur l'estimation de W et k .

Par contre, le décalage de l'axe de propagation de l'onde peut atteindre 20% de la distance entre A et B. Si nous étudions la propagation d'une onde

émise en A, réfléchi en B et revenant en A, le décalage est de 40% ! Le risque est grand, dans ce cas, de ne pouvoir mesurer en A, l'onde réfléchi en B. Toutefois, ces ordres de grandeurs sont des maxima. Les avalanches que nous étudions ont le plus souvent une vitesse maximale de 20 m/s au passage du front de l'avalanche. L'objectif des premières campagnes de mesures sera d'étudier l'influence de ce décalage sur l'atténuation du signal et l'estimation de IWI.

En supposant donc que la propagation du son dans la neige en mouvement est assimilable à la propagation d'une onde dans un tube en translation, nous pouvons définir les principes d'un capteur acoustique.

II.3.3.3 Les principes du capteur acoustique

Pour mesurer l'impédance normale spécifique à la surface de la neige en mouvement, seul le principe du tube de mesure d'impédances à deux microphones est réalisable (voir paragraphe II.3.1.1). En effet, cette méthode ne demande aucune intervention des expérimentateurs pendant les mesures. Le principe du capteur acoustique que nous proposons est présenté à la figure ci-dessous.

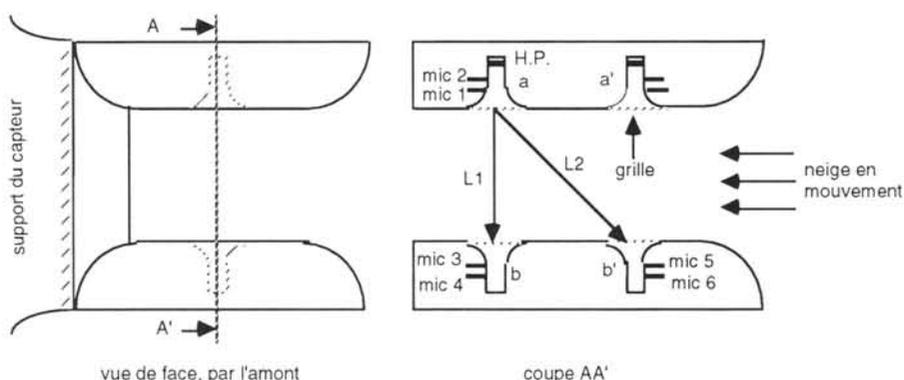


Figure 2.64 : Schéma de principe d'un capteur acoustique permettant de mesurer l'impédance caractéristique de la neige

Le capteur est composé de deux plaques parallèles espacées d'une distance L_1 d'une quinzaine de centimètres. Le bord d'attaque de ces plaques est profilé de manière à faciliter le passage de la neige entre elles. Ces deux plaques sont reliées à un support de capteur placé dans le couloir de l'avalanche (voir paragraphe 1.4.2.). Ce dispositif permet de mettre en vis-à-vis deux tubes ouverts qui vont jouer le rôle d'un tube d'onde stationnaire. En effet le tube supérieur possède un haut-parleur H.P. émettant un bruit blanc sur une bande de fréquence comprise entre 800 et 2000 Hz. Les deux microphones mic 1 et mic 2 permettront de déterminer la pression de l'onde incidente et de l'onde réfléchi par la neige (voir la présentation du tube à deux microphones au paragraphe II.3.1). Ces mesures nous permettent d'obtenir l'impédance

normale spécifique à la surface de la neige à la sortie du tube a, Z_a . L'onde transmise va ensuite emprunter des pores pour atteindre les tubes b et b'. Les impédances normales spécifiques à la surface de la neige Z_b et $Z_{b'}$ sont obtenues à partir des mesures des microphones mic 3 et mic 4 pour b et mic 5 et mic 6 pour b'. Nous pourrions calculer l'impédance caractéristique W et le vecteur d'onde k à partir de la formule (2.16) pour L_1 et L_2 connus, en négligeant l'effet dû à la vitesse de déplacement de la neige. En fait, les mesures de Z_b et $Z_{b'}$ ne sont pas indispensables car, connaissant la profondeur des tubes, ces deux impédances spécifiques peuvent être obtenues par le calcul. Mais ces mesures permettent de vérifier la validité du système, en particulier l'évaluation de l'effet dû à la vitesse de l'avalanche sur l'atténuation du signal. De même, nous pouvons espérer une redondance entre ces mesures et celles réalisées avec le même principe à partir du tube a'.

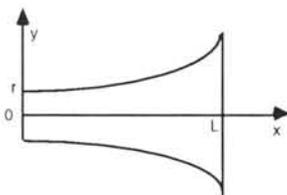
Ce dispositif permet également de mesurer la vitesse de la neige par intercorrélation entre les signaux transmis entre a et b, d'une part, et a' et b' d'autre part (voir l'introduction de ce chapitre).

Il est évident qu'un tel capteur, dont aucun prototype n'a été développé, nécessite de nombreux essais afin de tester ces possibilités et de l'améliorer. En particulier, la mesure de la vitesse de la neige devrait nous permettre de savoir si l'onde provenant de a, qui se réfléchit en b ou b', a la possibilité de revenir à son point de départ. Mais avant tout essai, quelques précautions doivent être prises.

II.3.3.4 Précautions élémentaires

Nous ne rappellerons pas dans ce paragraphe les précautions à respecter concernant les dimensions des tubes, ou les positions relatives des différents capteurs entre eux pour pouvoir utiliser la méthode de mesures d'impédances par deux microphones. Ces contraintes, rappelées au paragraphe II.3.3.1, ont été analysées et détaillées par Seybert et Soenarko [Seybert et Soenarko, 1981]. Nous voudrions seulement rappeler la nécessité de soigner les embouchures des quatre tubes a, a', b, b' pour deux raisons :

- La première est de maintenir une onde plane, non perturbée, à la sortie du tube.



En effet, un élargissement brutal peut être assimilé à un interface entre deux milieux d'impédances caractéristiques différentes [Mayers, 1967]. L'effet est d'autant plus faible que la longueur d'onde est petite devant le diamètre du tube. Pour éviter cette perturbation, l'élargissement du tube doit être progressif. Mayers a montré expérimentalement qu'un élargissement de la

forme $y = r \cosh(0,31x)$ avec x en mètre, est optimal pour la bande de fréquence que nous utilisons. Cet élargissement est, au début, très progressif, permettant un bon raccord avec le tube. Mais ceci nécessite

une longueur L pour l'embouchure de l'ordre de 4 fois le diamètre intérieur du tube.

- La seconde est d'avoir une embouchure d'un diamètre final suffisamment large afin d'atténuer les effets du décalage entre le point de départ de l'onde émise en a (voir figure 2.64) et son point d'arrivée, toujours en a après une réflexion en b ou b' . La forme de l'embouchure étant imposée, cette contrainte détermine sa longueur L pour un diamètre intérieur donné. Des essais dans l'air libre devront donc établir un compromis entre la dimension des capteurs et celles des tubes.

Ainsi, nos expériences en laboratoire ont été une phase indispensable pour vérifier la possibilité théorique de connaître la densité de la neige à partir de ses propriétés acoustiques. Mais elles doivent être complétées par une recherche technologique importante afin de réaliser un capteur permettant de mesurer les paramètres acoustiques d'une neige en mouvement.

Conclusion

La relation étroite qui existe entre la vitesse du son dans un milieu et sa masse volumique nous a incité à tenter d'estimer la densité de la neige au sein d'une avalanche dense en mesurant ses paramètres acoustiques.

Effectivement, il existe bien une relation étroite entre la densité de la neige et la vitesse du son se propageant par les grains de glace formant le squelette de la neige. Mais des expériences que nous avons réalisées ont montré que la mesure de cette vitesse nécessite un couplage parfait entre les capteurs et la glace. Une telle contrainte expérimentale est impossible à respecter avec une neige en mouvement. Or, de nombreux travaux ont mis en évidence le fait que, lorsqu'une couche d'air existe entre le haut-parleur et l'échantillon de neige, l'onde acoustique se propage essentiellement à travers les pores de la neige. C'est cette piste que nous avons donc suivie.

Les travaux de Buser ont montré que pour la neige peu dense ($d < 0,4$), l'onde se propageant par les pores ne pouvait être à l'origine d'une onde se propageant par les grains de glace. Aussi, sans reprendre la théorie de Biot, la plus souvent utilisée pour étudier les propriétés acoustiques des matériaux isolants, Buser a mis en évidence la bonne correspondance entre le modèle de Zwikker et Kosten et des expériences menées en laboratoire. Ce modèle, très utilisé pour l'étude de la propagation du son dans le sol, considère que le matériau poreux a une structure rigide. Les pores sont assimilés à des tubes circulaires fins. Ce modèle dépend de trois paramètres, la porosité acoustique, le rayon moyen des tubes et le coefficient de structure. Ce dernier prend en compte les effets très ponctuels des parois du tubes et de la tortuosité de ces derniers. Buser a montré qu'il existait une correspondance presque parfaite entre la porosité gravimétrique de la neige et la porosité acoustique obtenue par ajustement des paramètres du modèle aux mesures acoustiques de la neige.

En nous basant sur ces travaux, notre objectif a été de vérifier si il existait une relation simple entre la densité de la neige et l'un de ses paramètres acoustiques, à savoir l'impédance caractéristique et le vecteur d'onde. Nous voulions également vérifier si la correspondance entre la porosité acoustique du modèle de Zwikker et Kosten et la porosité gravimétrique existait toujours pour une neige très dense, sèche ou humide.

En utilisant les mesures de Buser portant sur des neiges peu denses, nous avons mis en évidence une bonne corrélation entre le module de l'impédance caractéristique de la neige et la densité. De même, nous avons pu établir une corrélation linéaire entre le coefficient de tortuosité et la porosité gravimétrique, ce qui nous a permis de trouver une relation liant la vitesse du son à la densité et au rayon moyen.

Les expériences que nous avons ensuite menées sur les neiges très denses ont montré que ces résultats n'étaient pas généralisables. Ainsi, nos principaux résultats sont :

- La mise en évidence d'une corrélation exponentielle existante entre la densité de la neige et le module de son impédance caractéristique IWI . Cette relation devrait permettre de connaître les fluctuations de la densité de la neige à partir de celles de IWI et peut-être d'estimer la valeur de la densité. Mais cette dernière possibilité nécessite un travail de calage important. Cette relation n'est pas perturbée par la présence d'eau liquide dans la neige ou par l'irrégularité de la surface des échantillons.
- L'observation d'une divergence, pour les fortes densités et les neiges formées de gros grains de glace, entre les valeurs mesurées des paramètres acoustiques de la neige et celles obtenues à partir du modèle de Zwicker et Kosten. Ceci est dû au fait que le modèle ne tient pas compte de la présence de cavités closes aux dimensions importantes par rapport au rayon équivalent des pores. Le nombre de ces cavités augmente avec la densité et leur volume, avec la taille des grains. Ils jouent le rôle de résonnateurs d'Helmoltz dont l'influence capacitive augmente avec la fréquence. Toutefois, le modèle permet une bonne estimation du module de l'impédance caractéristique et de la vitesse du son.
- Il n'existe pas de corrélation entre la densité et la tortuosité aux fortes densités. De ce fait, aucune relation ne peut être établie entre la vitesse du son et la porosité. Nous pouvons seulement dire que, pour un type de grain donné, la vitesse diminue avec la densité.
- Nous n'avons trouvé aucune corrélation entre la forme des grains et les paramètres du modèle que sont la tortuosité et le rayon équivalent moyen. Ceux-ci sont plutôt liés aux positions relatives des grains entre eux comme l'avait déjà observé Buser.
- Malgré les limites du modèle pour estimer les paramètres acoustiques de la neige à toutes les densités, en particulier pour la phase de l'impédance caractéristique et le coefficient d'atténuation, il existe une très bonne équivalence, à toutes les densités, entre la porosité gravimétrique et la porosité acoustique. Malheureusement, cette correspondance dépend très fortement de la qualité de la surface de l'échantillon. Des expériences complémentaires, spécifiques, doivent être réalisées pour tenter de mieux cerner ce problème.

A partir de tels résultats, nous ne pouvons espérer que la mise en évidence de la fluctuation de la densité de la neige en mouvement, ainsi qu'un ordre de grandeur de sa valeur, à partir de la mesure de son impédance caractéristique. La présence de discontinuités importantes dans la neige en mouvement, en particulier les espaces vides entre les boules formant le corps d'une avalanche dense, pourrait être détectée à partir de l'étude de la phase de cette impédance. Des mesures en continu permettront d'en connaître la fréquence, et de ce fait, la taille des boules si la vitesse de l'avalanche est connue. Il est possible de la mesurer par le capteur acoustique.

Mais, mesurer l'impédance caractéristique nécessite obligatoirement la mesure du vecteur d'onde. Il est alors possible d'utiliser le modèle de Zwicker et Kosten pour estimer la porosité acoustique. Il se peut que le frottement de la neige contre le capteur améliore son état de surface au passage devant le tube où se trouve le haut-parleur. Dans ce cas, les valeurs de la porosité acoustique pourraient correspondre à la porosité gravimétrique. Mais ceci doit être vérifié.

Enfin, le développement d'un capteur permettant de réaliser ces mesures avec une neige en mouvement nécessite encore une mise au point technologique importante. De plus, sa fiabilité repose sur des hypothèses qui ne pourront être vérifiées qu'à partir d'essais en laboratoire mais également in situ, en utilisant un prototype.

III. Mesures de la vitesse à la surface de l'écoulement par traitement d'images

III Mesures de la vitesse à la surface de l'écoulement par traitement d'images

Etudier la densité d'une avalanche dense permet de vérifier si cette grandeur physique peut être considérée comme constante sur une section pendant toute la durée de l'écoulement. L'intérêt de ce type de mesure est essentiellement de vérifier la validité physique des modèles que nous avons présentés dans la première partie de ce rapport.

Par contre, l'ajustement des paramètres de ces modèles, à partir d'expériences in situ, nécessite d'autres mesures que la densité, comme la hauteur du front de l'avalanche, sa vitesse ou la distance d'arrêt par exemple.

Dans cette optique, l'objet de cette troisième partie est donc de proposer un outil permettant de mesurer les vitesses à la surface de l'écoulement d'une avalanche dense. Notre travail fut plus une étude de faisabilité qu'une acquisition de données à partir d'expériences in situ, rejoignant sur ce point la démarche que nous avons suivie pour l'étude de la densité.

Introduction

L'image d'un écoulement comporte un grand nombre d'informations sur ses caractéristiques morphologiques à un instant donné. Des images successives d'une même avalanche permettent d'en connaître l'évolution dans le temps donc quelques informations sur sa dynamique. Cette méthode de mesure fut l'une des premières à être utilisée dans le cadre de la stéréophotogrammétrie à cadence rapide. Simple à mettre en place et fournissant des données faciles à interpréter, la stéréophotogrammétrie a permis l'ajustement de nombreux modèles en fournissant la vitesse du front et la hauteur de l'avalanche pendant la durée de l'écoulement.

Avec le développement de l'informatique et plus particulièrement des techniques de traitement d'images, il nous a semblé intéressant de vérifier si il était possible d'obtenir plus d'informations concernant la dynamique des avalanches denses à partir d'un film qu'à partir de photographies.

A terme, notre objectif est d'obtenir une cartographie des vecteurs vitesses à la surface d'un écoulement en un lieu donné. Ces mesures permettraient principalement d'ajuster les différents paramètres des modèles d'écoulement.

L'examen attentif des films permet d'obtenir des informations qualitatives sur la présence ou non d'indices permettant d'analyser le régime de l'écoulement ou le comportement individuel des boules de neige composant l'avalanche. Enfin, une cartographie précise permettrait également d'obtenir des informations sur le gradient de vitesse aux limites de l'écoulement et donc de fournir quelques éléments de réponse sur la loi de comportement du milieu.

Le travail que nous présentons dans cette troisième partie correspond à l'étape initiale indispensable pour atteindre notre objectif. Bien que nous n'ayons pas encore pu obtenir de résultats quantitatifs entièrement

satisfaisants. Les expériences que nous avons réalisées nous incitent à penser que ces mesures sont possibles en utilisant les techniques de traitement d'images. C'est pourquoi cette étude sera poursuivie dans le cadre d'une thèse qui se basera sur l'expérience que nous avons acquise [**Granada, en cours**].

Après avoir rappelé les conditions expérimentales dans lesquelles nous avons réalisé nos premiers essais, nous présenterons la technique de traitement d'images utilisée. Nous exposerons ensuite les principaux résultats que nous avons obtenus en précisant les nouvelles pistes à suivre afin de rendre cette technique plus efficace pour l'étude des avalanches denses.

III.1 Les conditions de prises de vues in situ :

Le traitement d'images est une technique très largement répandue dans les laboratoires. Mais ce savoir faire ne peut s'appliquer tel quel pour l'étude des mesures d'écoulements réels, en particulier des avalanches. Aussi, notre premier objectif fut de vérifier la possibilité d'obtenir des images exploitables numériquement. Dans le cadre d'une étude de faisabilité, les conditions expérimentales furent donc un compromis entre les différents moyens existants, les contraintes du terrain, et la nécessité d'acquérir une expérience permettant de savoir comment réaliser le mieux possible les prises de vues. Ce travail a pour but d'orienter le choix d'équipements spécifiques ultérieurs (voir paragraphe I.4 de la première partie de notre rapport).

III.1.1 Les contraintes topographiques

Nous avons à notre disposition le site expérimental situé au col du Lautaret (voir annexe 1.1).

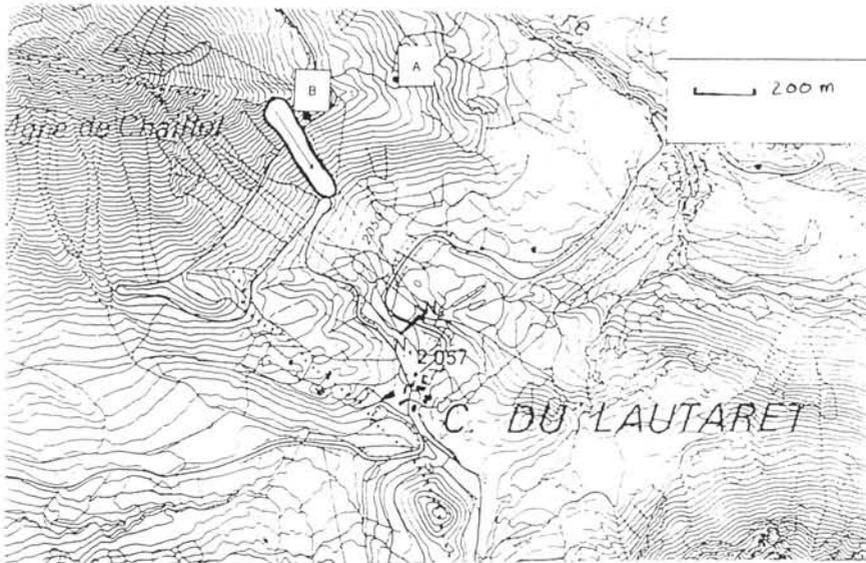


Figure 3.1 Site expérimental du Lautaret : Plan de situation
En blanc : emprise des avalanches du couloir 2

En Janvier 1991, nous avons filmé une avalanche déclenchée artificiellement dans le couloir n°2. La caméra était située à environ 400 m le long d'une perpendiculaire à l'axe de l'écoulement (point A sur le plan de situation, figure 3.1), afin de se situer en dehors de toute zone dangereuse. Cette tentative nous a permis de nous rendre compte que la topographie des lieux ne nous permettait pas de visualiser la partie canalisée de l'écoulement. En Mars 1991, nous avons refait une tentative en nous plaçant juste sur la rive gauche du couloir (point B sur le plan de situation). Nous avons ainsi obtenu une vue latérale et plongeante sur la surface de l'écoulement. Deux autres essais

concluants en Janvier et Mars 1992 nous ont permis de confirmer la possibilité de faire des prises de vues à partir de cette rive.

Un deuxième type de contrainte est l'obligation d'avoir des points fixes dans le champ de vision afin de permettre une restitution dans l'espace des images. Malheureusement, hormis un support de capteurs, il fut impossible de nous aider de la topographie pour trouver des points de repère naturels, toutes les irrégularités du terrain étant dissimulées par la neige.

Enfin, le terrain naturel correspondant à la section du couloir concernée par les prises de vues, a fait l'objet d'un relevé topographique précis, avec une courbe de niveau tous les mètres (voir annexe 3.1).

III.1.2 Les moyens utilisés pour l'obtention des prises de vues

Les moyens utilisés lors de cette étude de faisabilité furent, dans un premier temps, très sommaires.

Concernant le matériel de prises de vues, nous avons opté pour une caméra vidéo CCD. Notre choix fut orienté par la facilité d'utilisation de ces appareils dans un environnement difficile mais également par le fait que les images vidéo peuvent être facilement numérisées et traitées par informatique. Nous verrons par la suite que l'expérience acquise nous a conduit à revenir sur ce choix.

Concernant les infrastructures sur le site, nous disposions d'un équipement spécifique aux mesures par stéréophotogrammétrie. Mais les points de repère utilisés pour la restitution des images dans l'espace réel, dit objet, sont situés dans la zone de départ de l'avalanche. Ils ne peuvent donc pas être utilisés pour des prises de vues beaucoup plus locales qui ne concernent qu'une faible partie de l'écoulement. Les premiers essais avaient pour but de déterminer le point d'implantation possible de la caméra. Ils ont été réalisés sans infrastructure particulière. Le support de capteurs, présent dans le couloir, nous a servi de repère pour le travail de restitution.

Après avoir défini la position optimale de la caméra tout en respectant les contraintes de topographie et de sécurité, nous avons installé pendant l'été 1992 une plate-forme permettant de placer la caméra dans une position prédéfinie, quelle que soit l'importance du manteau neigeux. Plusieurs jalons placés en dehors de l'écoulement mais toujours dans le champ de vision de la caméra ont complété les points de repère. Malheureusement, ce dispositif n'a pu servir en 1993, le faible enneigement ne nous ayant pas permis de déclencher des avalanches.

Toutefois, les films réalisés lors des essais préliminaires ont pu être utilisés. Mais leur analyse a été rendue plus délicate par l'absence de ces installations fixes.

III.2 Les techniques de traitement utilisées

Ces techniques comportent deux aspects :

Le premier est l'exploitation de l'information présente sur les images. C'est ce point que l'on désigne le plus souvent sous le terme de traitement d'images.

Le second consiste à définir la correspondance entre le plan de l'image et l'espace objet.

III.2.1 Les techniques de traitement d'images utilisées

Introduction

L'analyse des informations contenues sur une image est réalisée par un traitement numérique de signaux bidimensionnels. Nous pouvons traiter notre problème, à savoir la mesure de la vitesse de l'avalanche à la surface de l'écoulement, en utilisant :

- les techniques issues de la topologie mathématique permettant la reconnaissance d'une forme d'une image à une autre,
- ou
- les techniques du traitement du signal correspondant à une analyse quantitative des informations présentes sur l'image.

A priori, nous avons pensé que la présence de boules dans le corps d'une avalanche dense et en particulier à la surface de l'écoulement, nous conduirait à choisir une technique basée sur la reconnaissance des formes. En fait, après avoir examiné attentivement les films, nous nous sommes aperçus que les boules sont peu différenciées (voir photographies 3.1). Seule une petite portion de ces boules est visible, rendant la surface de l'avalanche moutonnée. Toutefois, des boules de très grand diamètre émergent très nettement. En les pointant d'une image à une autre, nous avons pu mesurer leur vitesse. Mais le nombre de ces boules était trop faible pour nécessiter un traitement automatisé. Cette méthode fut donc utilisée manuellement et ponctuellement pour vérifier la précision des résultats obtenus avec la seconde méthode.

En effet, les boules provoquent des zones d'ombre et donc des changements d'intensité lumineuse très nets et ponctuels. Nous nous sommes basés sur cette constatation pour analyser la vitesse de déplacement de la surface en mesurant le déplacement de ces zones d'ombre. De ce fait, la fiabilité de cette méthode repose sur la faible variation de cette zone d'ombre d'une image à une autre. L'analyse des images doit donc correspondre à de faibles déplacements. L'information retenue étant l'intensité lumineuse de chaque pixel, nous avons travaillé sur des images en noir et blanc.

Pour réaliser ce travail nous avons utilisé un logiciel de traitement d'images C-IMA pour PC AT développé par l'équipe du professeur Schon au Laboratoire de Traitement du Signal et d'Instrumentation à l'Université Jean Monnet de St-Etienne. Nous allons présenter les principaux modules que nous avons utilisés.



Photographie 3.1 Surface d'écoulement d'une avalanche dense
(avalanche déclenchée artificiellement le 3 mars 1991 au couloir 2 du site expérimental du col du Lautaret)

III.2.1.1 Le logiciel C-IMA : Application à l'étude du déplacement d'un milieu amorphe

a) Présentation générale

La numérisation des informations analogiques présentes sur une image est réalisée à l'aide d'une carte type Matrox (PIP 1024B). Après numérisation, l'image en noir et blanc obtenue est formée de 512 x 512 pixels, chacun étant affecté d'une valeur comprise entre 0 et 255 correspondant à son niveau de gris (le noir correspond à 0 et le blanc à 255). Le logiciel C-IMA permet alors de définir une fenêtre rectangulaire délimitant une petite surface de l'image étudiée. Il utilise ensuite les méthodes d'intercorrélation pour comparer l'information contenue dans cette fenêtre à celle présente dans la même fenêtre mais placée sur une image différente. Le logiciel envisage alors tous les déplacements possibles de la première image et évalue, dans chaque cas, la corrélation existant entre les pixels des deux fenêtres en se basant sur le niveau de gris. Le logiciel présente alors les résultats sous la forme d'un

corrélogramme bidimensionnel et indique le déplacement pour lequel cette intercorrélation est la meilleure.

Mathématiquement, la méthode est la suivante :

Soit un repère orthonormé dont l'origine est le coin gauche supérieur de l'image. Soit A l'ensemble des couples (x, y) correspondant aux coordonnées des pixels contenus dans la fenêtre définie sur la première image et soient les fonctions $G_1(x, y)$ et $G_2(x, y)$, sont les fonctions intensités des images 1 et 2. Le logiciel va alors étudier tous les déplacements possibles (a, b) de l'ensemble des pixels contenus dans la fenêtre de la seconde image et faire correspondre, à chaque déplacement, la valeur $Cor(a, b)$ de la fonction d'intercorrélation suivante :

$$Cor(a, b) = \sum \sum_A G_1(x, y)G_2(x+a, y+b)$$

Pour représenter ces résultats sur un corrélogramme bidimensionnel, le logiciel affecte d'une manière linéaire un niveau de gris à chaque couple (a, b) selon la valeur de l'intercorrélation correspondant à ce point, en donnant une valeur nulle (noir) au couple pour lequel la fonction Cor est minimale et une valeur égale à 255 (blanc) au couple pour lequel cette fonction est maximale. On obtient alors le corrélogramme de la figure 3.2.

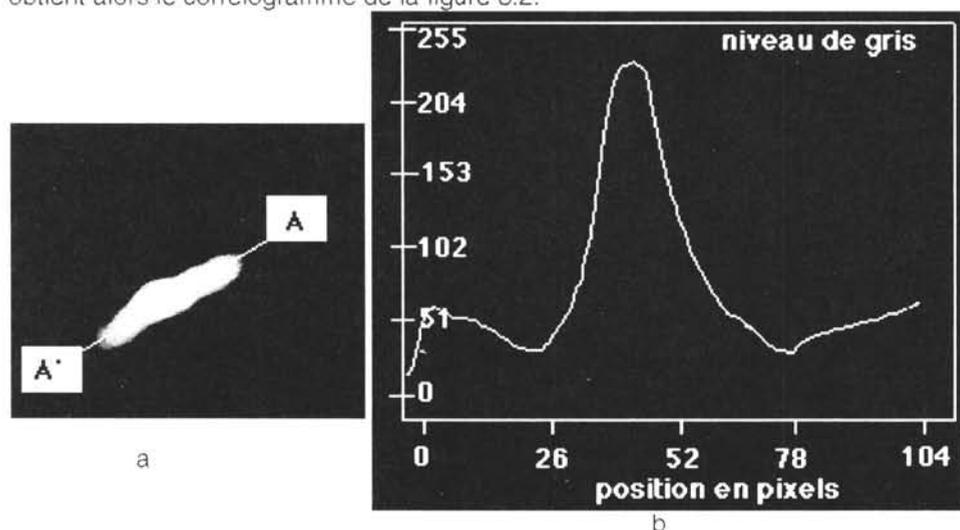


Figure 3.2 Copie d'écran d'un corrélogramme obtenu entre deux images en utilisant le logiciel C-IMA.

a) Intercorrélogramme
b) Coupe de cet intercorrélogramme selon l'axe AA'

La distance de déplacement, en pixels, est obtenue en calculant la distance entre le centre du corrélogramme et le pixel correspondant à la valeur maximale de la fonction d'intercorrélation. Nous pouvons situer visuellement ce point qui est au centre de la zone la plus claire du corrélogramme (voir figure 3.2). Ce résultat est donné en pixels par le logiciel dans les deux directions ox

et oy. Il correspond au déplacement moyen de l'ensemble des points situés dans la fenêtre initiale.

b) Estimation des erreurs et propositions

Le calcul des erreurs inhérentes aux techniques de traitement d'images est pratiquement impossible à réaliser. C'est pourquoi les auteurs du logiciel ont établi ce corrélogramme bidimensionnel car il permet de juger de la qualité des résultats. En effet, si l'image 2 définie précédemment, correspond exactement à l'image 1 après déplacement de cette dernière, le corrélogramme associé serait pratiquement noir sur toute sa surface hormis une tache pratiquement toute blanche et dont le centre correspondrait au déplacement réel. En fait, lorsque les deux images correspondent à un même phénomène mais photographié à des instants différents, le corrélogramme n'est pas aussi précis. Il possède de nombreuses tâches plus ou moins claires. Mais on peut considérer que le déplacement calculé par le logiciel est tout à fait acceptable lorsqu'il existe une tache pratiquement blanche, pas très large, au sein d'une zone claire formant un fuseau dont l'axe passe par le centre du corrélogramme (figure 3.2). Cet axe correspond alors à la direction du déplacement.

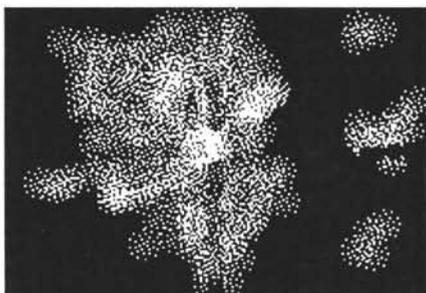


Figure 3.2 bis) : Exemple d'un corrélogramme, résultat d'une mauvaise intercorrélation entre deux fenêtres (logiciel C-IMA).

Par contre, s'il n'existe dans le corrélogramme que de très large taches, sans qu'il soit possible de déterminer une direction principale, le déplacement calculé par le logiciel n'a pas de signification (voir figure ci-contre). Il faut alors comparer la quantité d'information commune aux deux fenêtres par rapport à la somme des informations qui leur sont propres.

Une des erreurs facilement quantifiables est celle liée à la précision du logiciel. En effet, les résultats sont donnés à un pixel près. Dans le cas de l'avalanche que nous avons étudiée (voir la présentation des résultats au paragraphe III.3), l'erreur correspondait à une vitesse de $\pm 0,28$ m/s [Kohler, 1992] ce qui correspond à une erreur de 3,75 % pour la vitesse maximale mesurée (7,3 m/s) et à 20 % pour la vitesse minimale (1,4 m/s).

Pour diminuer les risques d'erreurs, il faut éviter d'utiliser des petites fenêtres car seule l'information présente dans ces fenêtres est traitée. Si ces fenêtres sont trop petites, le risque est grand de ne pas pouvoir recouper les informations contenues dans chacune de ces fenêtres. La somme des informations (les pixels) entrant et sortant de la fenêtre entre deux images successives doit rester inférieure au quart environ de l'information pouvant être contenue dans cette fenêtre. Or, le flux d'information a une direction parallèle à la direction principale de l'écoulement au point considéré. Nous avons alors modifié les fenêtres d'intercorrélation proposées par le logiciel afin de limiter la perte d'information [Kohler, 1992] (figure 3.3). Ce procédé a l'avantage de ne pas perdre d'informations, ce qui serait le cas en faisant pivoter l'image.

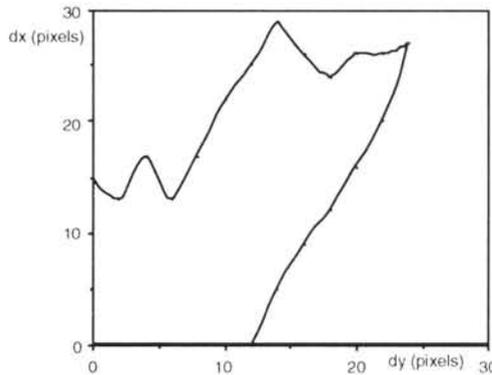
perte d'information [Kohler, 1992] (figure 3.3). Ce procédé a l'avantage de ne pas perdre d'informations, ce qui serait le cas en faisant pivoter l'image.



Figure 3.3 : Fenêtre d'intercorrélation, modifiée pour concentrer l'information le long de l'axe de l'écoulement [Kohler, 1992].

Ainsi, en déplaçant d'une distance connue la première image et en comparant cette nouvelle image que nous avons obtenue avec l'image initiale, nous avons déterminé l'ensemble des déplacements exacts fournis par le modèle pour une fenêtre de 128 x 64 pixels ce qui est une méthode pour vérifier si l'information commune aux deux fenêtres est suffisante.

Figure 3.4 : Ensemble des déplacements possibles pour une fenêtre de 128 x 64 pixels munis de caches triangulaires de 128 x 32 pixels



Malheureusement, la nécessité de travailler avec de grandes fenêtres va à l'encontre de notre objectif, à savoir une cartographie des vitesses à la surface de l'écoulement. En effet, nous devons utiliser une fenêtre la plus petite possible pour obtenir un grand nombre de points de mesures à la surface de l'écoulement. De plus, les prises de vues étant faites à partir d'une rive du couloir, le déplacement apparent de l'avalanche, qui est la projection de son déplacement réel sur le plan de l'image, diminue lorsqu'on s'éloigne de ce plan. Ainsi, si la profondeur de champ présente dans une fenêtre est importante, elle risque de provoquer une distorsion de la vitesse entre les points situés dans cette fenêtre. Or le résultat obtenu à partir du logiciel est un déplacement moyen sur l'image de tous ces points. La qualité du corrélogramme

bidimensionnel sera d'autant plus grande que le déplacement, en pixels, de tous les points d'une même fenêtre est homogène.

Ainsi, pour une fenêtre d'intercorrélation correspondant à une surface d'une longueur de 5 mètres le long de l'axe de l'écoulement, situé à 16 mètres de la caméra, et de ± 2 mètres de part et d'autre de cet axe (largeur maximale), la différence est de $\pm 13\%$ entre la longueur des projections d'un même déplacement pour deux points situés respectivement sur l'axe de l'écoulement et sur le bord de la fenêtre d'intercorrélation.

Pour conclure sur le problème de la précision de cette méthode de traitement d'images, nous pouvons dire simplement que lorsque le déplacement étudié est situé dans le domaine d'utilisation défini à la figure 3.4, nous avons toujours eu une très bonne correspondance entre les résultats fournis par le modèle et ceux obtenus manuellement en suivant le déplacement d'une boule particulière sur l'écran, situé soit dans la fenêtre, soit à proximité.

III.2.1.1 Propositions d'amélioration

Ce compromis sur la taille des fenêtres à utiliser, est difficile à obtenir avec une caméra vidéo. Or, comme nous l'avons vu ci-dessus, il est plus facile de vérifier que la fenêtre est trop petite que trop grande. C'est pourquoi, lors de nos premiers essais, nous avons préféré tenter d'obtenir des plans rapprochés de l'écoulement afin de pouvoir mesurer la vitesse en plusieurs points. Malheureusement, sur les trois avalanches que nous avons pu filmer, deux furent très rapides, ne permettant pas un recoupement des informations entre les fenêtres de deux images successives, avec une prise de vues à 25 images par seconde.

Cette expérience acquise nous incite à penser qu'il est préférable de travailler avec des pellicules comme support d'enregistrement. Les principales raisons sont :

Premièrement, une caméra 16 mm permet d'obtenir des prises de vues jusqu'à 64 images par seconde, sans nécessiter de moyens supplémentaires. Les caméras à traitement numérique permettent des vitesses de prises de vues beaucoup plus importantes, mais les images doivent être stockées. Ce matériel, adapté aux laboratoires, n'a pas été prévu pour être transporté facilement ni pour fonctionner dans un environnement difficile (froid, humidité).

Deuxièmement, l'information présente sur une pellicule est beaucoup plus importante que celle stockée sous forme analogique ou numérique. En effet, chaque grain d'argent de la pellicule correspond à un pixel. Cet avantage permettra de résoudre simultanément les deux difficultés rappelées ci-dessus. Il suffit de veiller à obtenir une prise de vues suffisamment éloignée de l'écoulement (faible distance focale), pour ne plus avoir le risque de ne pas pouvoir traiter l'information faute de recoupement entre deux images successives. Puis, compte tenu du grand nombre de pixels présents sur la pellicule, il est possible, sans perte d'information, de découper l'image obtenue en plusieurs images secondaires, chacune étant reprise par une caméra vidéo.

Ces images secondaires correspondront à la taille optimale des fenêtres compte tenu de la vitesse de l'écoulement.

Cette technique, consistant à un découpage virtuel d'une image, permet également d'orienter mécaniquement l'image initiale afin d'adapter les images secondaires au flux de l'information.

Toutes ces pistes vont être approfondies dans le cadre d'un travail de thèse [Granada, en cours].

Ainsi, les erreurs dues aux techniques de traitement d'images sont plus liées à l'adéquation des prises de vues disponibles à la méthode choisie, qu'au traitement lui-même. Ces erreurs peuvent donc être fortement diminuées en utilisant des pellicules comme support d'enregistrement des prises de vues.

Dans ce cas, les erreurs se situent essentiellement dans l'étape de restitution à l'espace objet, des résultats obtenus sur un plan image.

III.2.2 Les méthodes de restitution utilisées

Le calcul de la vitesse réelle de l'écoulement avalancheux à partir des données obtenues par les techniques de traitement d'images, nécessite de poser les hypothèses suivantes :

- L'écoulement est unidimensionnel et sa direction est parallèle à l'axe du couloir. Cette hypothèse permet de définir et de placer le mieux possible les fenêtres d'intercorrélation sur les images où le terrain naturel n'est pas visible. Elle est largement vérifiée pour les avalanches que nous étudions qui sont fortement canalisée.
- La portion de surface de l'écoulement étudiée est assimilée à un plan dont l'axe perpendiculaire à la direction de l'écoulement est horizontal. La caméra étant placée sur une rive, cette hypothèse a pour objectif de rendre bijective la relation liant un point image à un point objet (figure 3.5).
- La hauteur de l'écoulement est connue. Elle est définie par la distance verticale entre le fond du couloir et la surface de l'écoulement.

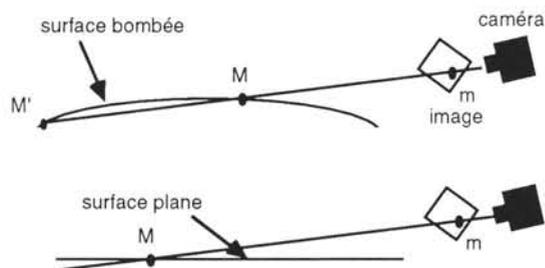


Figure 3.5 : Relations entre un point image m et ses points objets M situés à la surface de l'écoulement

En utilisant ces hypothèses, nous avons projeté l'axe du couloir sur la surface de l'écoulement puis sur le plan image afin de placer les fenêtres d'intercorrélation.. Nous avons ensuite établi la fonction de restitution permettant de passer d'un point m du plan image au point M correspondant de l'espace objet.

III.2.2.1 Projection de l'axe de l'écoulement sur le plan image

Ce calcul ne pose généralement aucune difficulté particulière. L'axe du fond du couloir est déterminé à partir du levé topographique. Il suffit donc de le déplacer le long de la verticale d'une longueur correspondant à la hauteur de l'écoulement au point considéré pour obtenir sa projection sur la surface de l'avalanche. Puis, par les calculs classiques de l'optique, il est projeté sur le plan image de la caméra. Toutefois, cette dernière étape nécessite la connaissance exacte de ce plan.

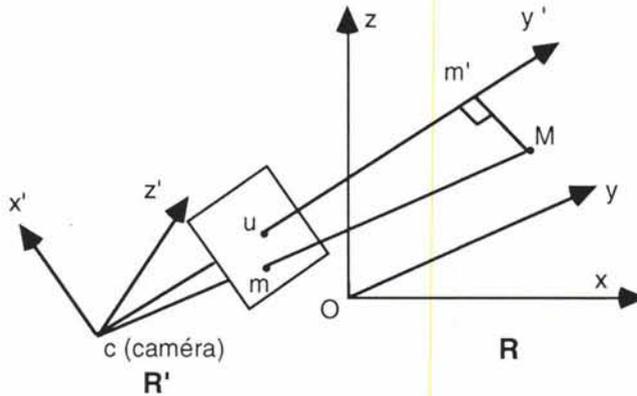


Figure 3.6 : Position du plan image dans le repère R lié au couloir

R : Repère lié au couloir

Oz : Axe vertical.

Ox : Axe horizontal, perpendiculaire à l'axe de l'écoulement.

R' : Repère lié au plan image.

cy' : axe perpendiculaire au plan image passant par le centre de l'image (axe de profondeur de champ).

M : Point objet connu dans R .

m : Point image de M , connu dans R' .

m' : Projection perpendiculaire du point M sur l'axe cy' .

u : Centre de l'image.

Malheureusement, nous n'avons pas pu réaliser de films lorsque la plateforme était en place. Nous ne disposons que des films obtenus lors des essais préliminaires dont le but était seulement de déterminer la position optimale de la caméra. Nous ne connaissons, pour ces films, que la position de la caméra dans le repère R de l'espace objet, utilisé pour le levé topographique, et la distance focale utilisée. Par contre, nous ignorons l'inclinaison de l'appareil et

donc de la position exacte du plan image dans l'espace (figure 3.6). Mais, en connaissant la position de plusieurs points objets M dans R dont les points images correspondants sont présents sur les films, nous pouvons déterminer dans le repère R , la position du repère R' lié au plan image que nous ne connaissons pas. La méthode de calcul utilisée est la suivante :

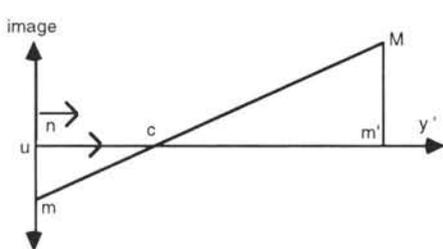
Nous connaissons :

- Dans R :
 - la position du point c (caméra),
 - la position du point objet M
 - la position des points situés sur l'axe de l'écoulement.
- Dans R' :
 - la position du point image m du point objet M
 - la position de u , centre de l'image. La distance $\|\vec{uc}\|$ correspond à la distance focale.

Et nous cherchons :

- la position de R' dans R , déterminée par la matrice de passage $T_{R \Rightarrow R'}$,
- l'image de l'axe de l'écoulement.

La relation vectorielle reliant ces points est la suivante :



$$\vec{cM}_{R'} = \frac{\|\vec{uc}\| \times \vec{Mc}_{R'}}{\|\vec{cm}'\|}$$

$$\Leftrightarrow \vec{cM}_{R'} = \frac{\|\vec{uc}\| \times T_{R \Rightarrow R'} \vec{Mc}_R}{\|\vec{cm}'\|}$$

Le repère R' est défini par sa base orthonormée $(c, \vec{n}, \vec{n}_1, \vec{n}_2)$ et le repère R par la base orthonormée $(O, \vec{i}_1, \vec{i}_2, \vec{i}_3)$.

Si nous disposons de q couples de points (m_i, M_i) connus avec $q \geq 3$ et les points M_i non tous alignés, nous avons :

$$\vec{cm}_i = a_{i1} \vec{n} + a_{i2} \vec{n}_1 + a_{i3} \vec{n}_2$$

(a_{i1}, a_{i2}, a_{i3}) étant connus avec $a_{i3} = \|\vec{uc}\|$.

Et,

$$\frac{\|\vec{u}\|}{\|\vec{c}_i\|} = \frac{\|\vec{m}_i\|}{\|\vec{M}_i\|}$$

si nous posons $\vec{c}_i = x_{i1}\vec{i}_1 + x_{i2}\vec{i}_2 + x_{i3}\vec{i}_3$, nous obtenons la relation matricielle, dans un repère donné :

$$(a_{ij}) \times (\vec{n}_j) = \frac{\|\vec{m}_i\|}{\|\vec{M}_i\|} \times (x_{ij}) \times (\vec{i}_j)$$

a_{ij} étant les coefficients de la matrice $q \times 3$ (a_{ij}) et \vec{i}_j étant le j ème vecteur colonne de la matrice 3×3 (\vec{i}_j).

D'où, dans \mathbf{R} :

$$(\vec{n}_j)_{\mathbf{R}} = [{}^t(a_{ij}) \times (a_{ij})]^{-1} \times {}^t(a_{ij}) \times \frac{\|\vec{m}_i\|}{\|\vec{M}_i\|} \times (x_{ij})$$

${}^t(a_{ij})$ étant la matrice transposée de (a_{ij}).

Nous obtenons ainsi la matrice de passage $\mathbf{T}_{\mathbf{R} \Rightarrow \mathbf{R}'} = [(\vec{n}_j)_{\mathbf{R}}]^{-1}$ permettant de calculer les coordonnées d'un point objet M dans le repère \mathbf{R}' . Si M est un point situé sur l'axe de l'écoulement, sa position sur l'image est donnée par :

$$\vec{u}_{\mathbf{M}}^{\mathbf{R}'} = \vec{u}_{\mathbf{C}}^{\mathbf{R}'} + \frac{\|\vec{m}_i\|}{\|\vec{M}_i\|} \mathbf{T}_{\mathbf{R} \Rightarrow \mathbf{R}'} \vec{O}\vec{M}_{\mathbf{R}}$$

Ce calcul est la détermination de la matrice de passage en ajustant les points objets à leurs points images par la méthode des moindres carrés. Ainsi, plus le nombre de couples (m_i, M_i) est grand, plus l'estimation de la matrice de passage est correcte. Mais il faut également que les points m_i soient bien répartis sur l'ensemble de l'image. Or, dans le cas des images à notre disposition, tous les points de repère que nous avons sont situés sur le support de capteurs. Ainsi, notre ajustement n'est correct qu'au voisinage du capteur. Les fenêtres d'intercorrélation seront donc placées à 3 mètres à l'amont de cet obstacle.

III.2.2.2 Calcul du vecteur vitesse à la surface de l'écoulement à partir de la mesure d'un déplacement sur le plan image

L'ensemble des points M situés sur la droite mc ont le point m comme point image (voir figure 3.6). Pour déterminer un seul point M à partir du point m, nous devons utiliser la seconde hypothèse qui suppose que la surface de l'écoulement est plane. Si \vec{i} est le vecteur unitaire de l'axe de l'écoulement, le point objet correspondant à m est le point d'intersection entre la droite (c, \vec{cm}) et le plan (H, \vec{i}, \vec{i}_1) (voir figure 3.7). H est un point situé sur la verticale d'un point M_c connu, appartenant à l'axe du couloir. La distance \vec{M}_cH correspond à la hauteur cumulée du manteau neigeux en place et de l'écoulement à l'instant considéré.

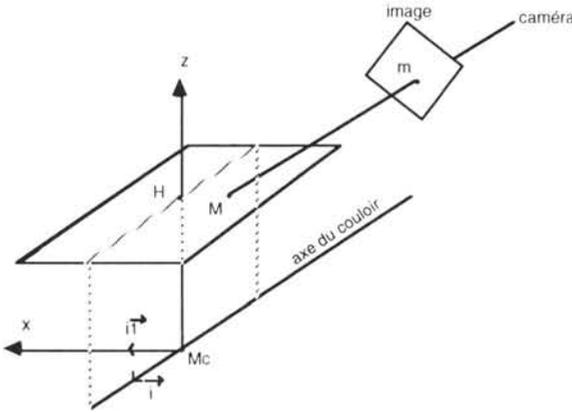


Figure 3.7 : Détermination du point objet M à partir du point image m.

Ainsi, pour calculer le vecteur vitesse à la surface de l'écoulement, il suffit de déterminer, à l'instant considéré, les point objets M et M' correspondants aux points images situés respectivement au centre de la fenêtre d'intercorrélation m et au point m' correspondant au déplacement calculé sur l'image du point m. Connaissant l'intervalle de temps Δt écoulé entre deux images, nous en déduisons la vitesse du point M à l'instant considéré :

$$\vec{v} = \frac{\vec{MM'}}{\Delta t}$$

Ces calculs de restitution peuvent être à l'origine de plusieurs erreurs que nous allons analyser.

III.2.2.3 Analyse des erreurs dues aux calculs de restitution et propositions d'amélioration

Les possibilités d'erreurs ont plusieurs origines :

- Les hypothèses concernant l'écoulement ne sont pas respectées.
- La précision possible des calculs.

a) Vérification des hypothèses portant sur l'écoulement

Nous avons supposé que l'écoulement était unidimensionnel et que la surface de l'écoulement était plane. Ces hypothèses semblent bien adaptées à un écoulement canalisé. De plus l'examen attentif des différents films en notre possession ainsi que les résultats que nous avons obtenus par le traitement des images (voir annexe 3.2) confirment la validité de ces hypothèses.

Par contre, nous avons également supposé que la hauteur de la surface de l'écoulement, comptée à partir du fond du couloir, était connue. Cette hauteur ne peut être calculée sans utiliser des techniques de stéréophotogrammétrie [Gallois, 1977]. L'utilisation de deux caméras aurait pu nous permettre de calculer la hauteur de l'écoulement comme nous avons pu le faire pour mesurer, par stéréophotogrammétrie, la reprise de la neige par l'avalanche sur l'ensemble du couloir [Marco, 1986]. Toutefois, ce procédé nécessite un travail de synchronisation des appareils que nous ne voulions pas entreprendre dans le cadre de nos essais préliminaires. Ainsi, la hauteur cumulée de la neige en place et de l'écoulement a été mesurée au droit du support de capteurs. Ce travail a été réalisé manuellement en pointant, pour chaque image utilisée, le niveau atteint par l'écoulement (voir la présentation des résultats au paragraphe suivant). Nous avons donc fait l'hypothèse que la hauteur de la portion de surface de l'écoulement étudiée 3 mètres à l'amont du support était la même que celle mesurée au niveau du support. L'estimation de l'erreur due à cette extrapolation est délicate à estimer, mais elle est certainement beaucoup plus faible que celle liée à la lecture directe de la hauteur sur le support qui est de l'ordre de grandeur du diamètre des boules.

Enfin, la variation de hauteur du plan de l'écoulement entre deux images intercorrélées est pratiquement toujours inférieure à la dimension des boules. Tenir compte de cette fluctuation pour la mesure de la vitesse n'apporterait qu'une précision illusoire.

Par la suite, pour obtenir des résultats plus précis, cette méthode de mesure de la hauteur de l'écoulement devra être couplée aux méthodes stéréophotogrammétriques.

b) Précision des calculs

La précision des calculs permettant de calculer la vitesse de l'avalanche à partir de mesures réalisées sur une image est directement liée à celle de l'ajustement de la matrice de passage entre le plan image et l'espace objet. La multiplication des points de repère dans le champ de vision de la caméra devrait permettre un très bon ajustement. Lors de nos essais préliminaires nous ne disposions que du contour du support de capteurs pour fournir des points de repère. Ainsi, si l'écart est faible entre la position relevée topographiquement de ces points avec celle qui a été calculée en utilisant la matrice de passage, ceci ne nous permet pas de conclure sur la précision obtenue au niveau de la surface étudiée.

Pour les prochaines mesures, nous avons placé plusieurs jalons. Mais nous ne pouvons pas installer de repères trop près de la portion de surface que nous voulons étudier de peur de trop perturber l'écoulement. Ainsi, hormis le support de capteurs placé dans l'écoulement à quelques mètres à l'aval de la portion de surface étudiée, les jalons que nous avons mis en place sont en dehors de l'écoulement. Toutefois, en utilisant une image du terrain sans manteau neigeux, nous avons pu vérifier que, grâce à ces jalons, l'erreur liée à l'ajustement de la matrice de passage est de l'ordre de quelques centimètres.

Compte tenu des remarques que nous venons de rappeler concernant les conditions expérimentales de la réalisation des films à notre disposition, les résultats que nous présentons dans le paragraphe suivant ont essentiellement un intérêt qualitatif. Ils nous ont permis de mener à terme les différents calculs et de retrouver l'allure générale d'un profil des vitesses en fonction du temps en un point donné.

III.3 Les résultats obtenus

Introduction

Sur les trois films dont nous disposons à la suite de nos essais préliminaires, un seul a pu être utilisé pour appliquer les techniques de traitement d'images. Pour les deux autres, notre souci de vérifier la possibilité de mesurer, sur une même section transversale, la vitesse en plusieurs points, nous a conduit à choisir une distance focale trop grande. Or, ces deux avalanches ont été plus rapides que nous le pensions (14 et 19m/s pour les vitesses des fronts) et il est impossible d'intercorrélérer deux images successives pendant les cinq premières secondes. Or, compte tenu de la faible ampleur de ces avalanches, l'étude de la vitesse à la fin de l'écoulement a peu d'intérêt. L'avalanche que nous avons pu analyser est une coulée due à un redoux. Sa hauteur d'écoulement est faible ($< 0,5$ m). La mesure de cette hauteur à chaque image étant trop influencée par des variations dues essentiellement à la taille des boules, nous avons utilisé une hauteur moyenne pendant tout l'écoulement. Toutefois, pour présenter un exemple de mesures de hauteur d'écoulement, nous avons étudié la variation de la hauteur de l'avalanche la plus importante que nous avons pu filmer.

L'ensemble des mesures que nous avons réalisées ainsi que le résultat de nos calculs sont en annexe 3.2.

III.3.1 Profil de la hauteur d'un écoulement en fonction du temps

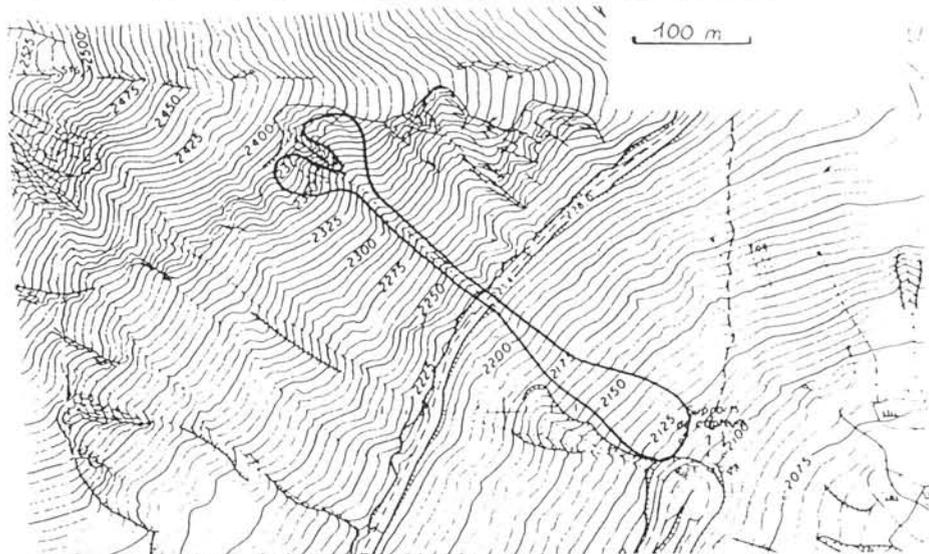


Figure 3.8 : Emprise de l'avalanche du 11 Mars 1991

L'avalanche pour laquelle nous avons étudié la hauteur de l'écoulement a été déclenchée artificiellement dans le couloir 2 du site expérimental du Col

du Lautaret, le 11 Mars 1991 vers 15 heures. Ses principales caractéristiques sont (voir plan de situation à la figure 3.8) :

- Altitude de départ : 2425 m
- Fracture : Une vingtaine de centimètres d'épaisseur pour une longueur de 100 m environ.
- Altitude d'arrivée : 2115 m
- Vitesse du front au niveau du support de capteurs : 14 m/s
- Durée de passage au niveau du support de capteurs : 13 s.
- Neige en place composée de gros grains ronds humides ayant une masse volumique de 400 kg/m^3 environ pour une profondeur de 0,6 m.

Le résultat des mesures de la hauteur de cette avalanche au droit du support de capteur est donné à la figure 3.9. Une mesure a été réalisée toutes les deux images soit toutes les 0,08 secondes. Les fluctuations ponctuelles peuvent être expliquées par l'action des boules sur le support. Pour limiter les effets de ces fluctuations locales, nous avons tracé la courbe correspondant à un lissage d'ordre 5 des données (moyenne glissante sur 5 données). Cette courbe de lissage met en évidence la présence de quelques fluctuations dont la durée, proche de la seconde, correspond à un déplacement de plusieurs mètres. Elles ne peuvent donc être provoquées par une perturbation locale.

Enfin, la neige en place a été reprise sur 0,65 m alors que la hauteur du front est de l'ordre du mètre. L'importance de cette proportion montre que la reprise n'est pas une fonction directe de l'épaisseur de la fracture dans la zone de départ (0,2 m) ni de la hauteur de l'écoulement mais dépend certainement de la vitesse et de la stratigraphie du manteau neigeux.

Malheureusement, le fait de ne pas posséder le profil des vitesses correspondant ne nous permet pas de faire des hypothèses justifiées sur la présence de ces fluctuations de hauteur.

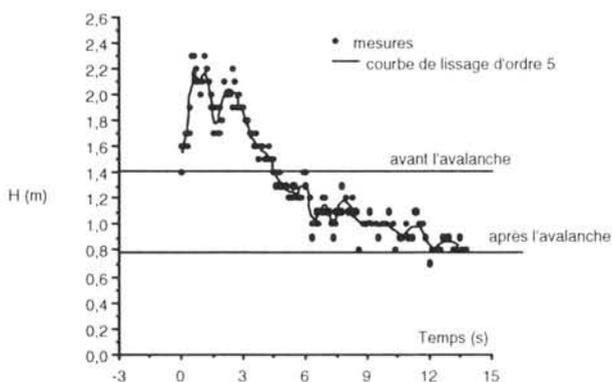


Figure 3.9 : Hauteur de l'avalanche du 11 Mars 1991.

III.3.2 Mesure de la vitesse à la surface de l'écoulement

L'avalanche que nous avons analysée a été déclenchée artificiellement le 7 janvier 1992 vers 14 heures dans le couloir 2 du site expérimental du Col du Lautaret. Ses principales caractéristiques sont (voir plan de situation à la figure 3.10) :

- Altitude de départ : 2425 m
- Fracture : Une dizaine de centimètres d'épaisseur pour une longueur de 30 m environ.
- Altitude d'arrivée : 2221 m
- Vitesse du front au niveau du support de capteurs : 7,3 m/s
- Durée de passage au niveau du support de capteurs : 10 s.
- Neige en place composée de grains fins ayant une masse volumique de 320 kg/m^3 environ pour une profondeur de 0,6 m. Cette couche était humidifiée sur une dizaine de centimètres.

Cette avalanche est une coulée superficielle.

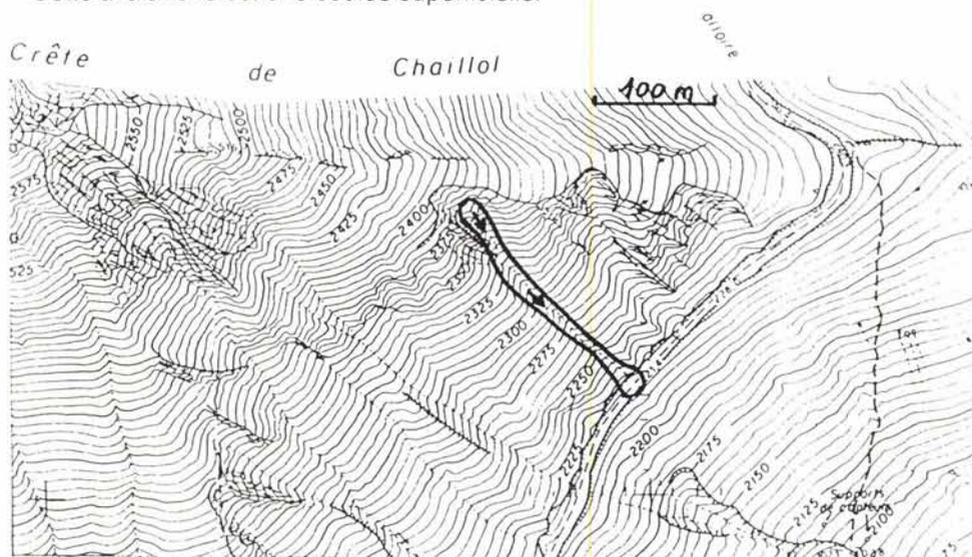


Figure 3.10 : Emprise de l'avalanche du 7 Janvier 1992

La dimension de l'écoulement ne permettait pas d'analyser la vitesse en plusieurs points. Les résultats présentés à la figure 3.11 correspondent à la vitesse le long de la projection l'axe du couloir sur la surface de l'écoulement. Nous ne retrouvons pas, pour cette coulée, les fluctuations que nous avons observées pour l'avalanche de Mars 1991. Mais l'ampleur de cet écoulement est trop faible pour pouvoir espérer une identité de comportement entre les deux écoulements.

L'intérêt de ce profil est qu'il permet de retrouver le profil théorique d'une avalanche en phase d'arrêt [Gubler, 1987]. Selon cet auteur, une avalanche dense est caractérisée par un front, un corps, qui a une vitesse identique à celle du front, et enfin une queue dont la vitesse décroît pratiquement linéairement. Une avalanche dense peut s'arrêter sur une pente, seulement à

partir du moment où le corps de l'écoulement disparaît. Pendant cette phase d'arrêt, l'avalanche n'est composée que d'un front et d'une queue. Nos mesures traduisent très bien cette interprétation physique sachant que la coulée s'est arrêtée seulement 15 mètres à l'aval de notre point de mesure.

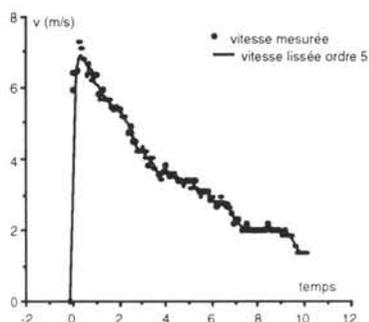


Figure 3.11 : Vitesse le long de la projection l'axe du couloir sur la surface de de l'avalanche du 7 Janvier 1992.

Il semble donc que les résultats obtenus ont une réalité physique ce qui nous incite à penser que traitement d'images peut être un outil efficace pour mesurer la vitesse à la surface d'un écoulement avalancheux. Et si nous ne pouvons préciser exactement les erreurs liées à ces mesures pour les raisons discutées précédemment, les résultats obtenus sont certainement de bons ordres de grandeurs. En effet, les quelques vérifications réalisées manuellement à l'écran (suivi d'une boule particulière entre deux points particuliers de l'image) concordent avec ces valeurs à 1,5 m/s près.

De plus, hormis ces résultats quantitatifs, l'examen attentif des différents films en notre possession nous a permis de constater que :

- Les boules de neige à la surface de l'écoulement, quelle que soit leur taille, ne sont pas soumises à un mouvement de rotation. Or, compte tenu de l'importance de la dimension des boules, estimée à environ 30 cm, par rapport à la hauteur de l'écoulement (< 2m), ceci traduit un faible gradient des vitesses à proximité de la surface, confortant les hypothèses considérant la vitesse constante sur la partie supérieure de l'écoulement (écoulement turbulent, fluide à seuil, granulaire).
- L'écoulement semble très rampant, malgré des vitesses proches de 19m/s. La surface de l'écoulement semble épouser la topographie du terrain. Or, si une turbulence généralisée à l'ensemble du milieu existait, l'ordre de grandeur des fluctuations serait proche de celui des boules car, en dessous de cette échelle, le milieu peut être considéré ponctuellement comme un solide (cristaux de glace soudés formant les boules). Ces fluctuations seraient alors décelables. Ainsi, l'avalanche paraît très proche de l'écoulement non turbulent d'un milieu ayant une forte "cohésion" (viscosité, plasticité, cohésion et frottement interne...).

- L'observation ne permet pas de mettre en évidence un comportement de la neige en place pouvant faire songer à un mascaret. Il semble que la reprise de la neige se produise plutôt à la base de l'écoulement, le front semblant passer par dessus le manteau neigeux.

Mais ces remarques ne concernent que des avalanches de neige humide et de faible ampleur. Elles ne peuvent, sans observations complémentaires, être étendues à des écoulements denses de neige froide ou à la partie dense d'une avalanche développant un aérosol. De même, comme nous l'avons dit ci-dessus, le facteur d'échelle doit probablement fortement influencer le comportement général de l'écoulement. En effet, le rapport entre la dimension des boules et la hauteur de l'écoulement ne permet pas de considérer le milieu continu pour les avalanches étudiées.

Conclusion

Le travail que nous venons de présenter, correspondait à une étude de faisabilité concernant l'emploi des techniques de traitement d'images pour mesurer la vitesse à la surface d'un écoulement avalancheux. Il nous a permis de conclure positivement et de définir les conditions optimales permettant d'atteindre l'objectif recherché. Ainsi, les principales règles à respecter sont :

- La présence de nombreux points de repère bien répartis dans le champ de vision. Ils doivent être placés en dehors de l'écoulement mais également, pour certains, au milieu du couloir, à l'aval des points de mesure. Cette précaution permet une bonne restitution des mesures effectuées sur les images.
- Obtenir des prises de vues permettant l'utilisation optimale des techniques d'intercorrélation. Ainsi, l'information à traiter (les pixels) doit concerner une faible portion de la surface si nous voulons réaliser véritablement une cartographie des vecteurs vitesses et limiter les erreurs liées aux distorsions provoquées par la profondeur de champ. Mais cette portion de surface doit contenir suffisamment d'information pour espérer un bon recoupement entre images. Nous pensons que l'utilisation de films de 16mm à la place de films vidéo permettra de résoudre ces problèmes en doublant la vitesse des prises de vues mais surtout en augmentant considérablement la quantité d'information pour une même surface de l'image.
- L'utilisation de la stéréophotogrammétrie à partir d'images de films. Cette technique permettra de mesurer la hauteur de l'écoulement. Les résultats pourront être confrontés à ceux mesurés manuellement aux droit des repères présents dans l'écoulement.

Cette méthode de mesure est très prometteuse. C'est pourquoi nous allons la privilégier, dans un premier temps, par rapport aux autres types de mesures (capteurs acoustiques) et qu'un travail de thèse a été commencé [**Granada, en cours**].

Mais cette méthode a des limites. Elle peut difficilement être utilisée pour tous les types d'écoulements denses. En effet, l'information traitée étant liée à des différences de lumière, les prises de vues nécessitent un très bon ensoleillement avec un éclairage plutôt rasant. Cette contrainte nous conduit à déclencher des avalanches par temps très ensoleillé, l'après-midi. Ces conditions favorisent essentiellement les avalanches de neige humide. De plus la nécessité de pouvoir observer la surface de l'écoulement interdit l'utilisation de cette technique pour l'étude de la partie dense d'une avalanche développant un aérosol. Enfin l'étude de la dynamique des avalanches denses nécessite des mesures locales à l'intérieur de l'écoulement (pour déterminer la densité ou le profil des vitesses...) qui ne seront réalisables qu'en utilisant d'autres principes de mesures, comme ceux du capteur acoustique par exemple.

Conclusion

La protection contre les avalanches nécessite des travaux de recherche sur la dynamique de ce phénomène. L'objectif est d'obtenir une modélisation fiable de l'écoulement qui s'appuie sur des observations et des mesures de terrain. Le travail que nous avons réalisé représente une étape préliminaire et indispensable à la préparation de campagnes de mesures in situ pour l'étude des avalanches denses. Nous avons tenté de répondre à deux questions :

- Quels paramètres physiques doivent être mesurés dans un écoulement avalancheux ?
- Comment réaliser ces mesures ?

Les paramètres à mesurer

Pour réaliser cette étude nous avons fait notre l'affirmation de l'économiste américain H. Theil : "On doit utiliser les modèles mais ne pas y croire". Cet état d'esprit permet de ne pas sous-estimer l'importance des modèles simples mais très utilisés, donc les plus fiables actuellement. Il incite également à entreprendre des mesures indispensables pour ajuster les différents paramètres des modèles, tout en permettant également de vérifier les hypothèses physiques utilisées. L'analyse des différents modèles existants a mis en évidence la nécessité d'étudier :

- La densité de la neige en mouvement.
- La vitesse au sein et à la surface de l'écoulement.

Ces mesures doivent être complétées par des données générales sur l'avalanche (volumes de neige mis en mouvement et déposés dans la zone d'arrêt, hauteur et vitesse du front, trajectoire de l'écoulement...) que nous pouvons acquérir en utilisant la stéréophotogrammétrie. Cette technique est aujourd'hui bien maîtrisée.

La mesure en continu de la densité permettra de vérifier si ce paramètre est une fonction des variables d'espace ou de temps. Elle donnera également quelques informations sur la continuité du milieu.

La détermination du profil des vitesses au sein de l'écoulement et une cartographie de ces vecteurs à sa surface donneront quelques éléments de réponses aux différentes interprétations physiques des forces s'opposant au mouvement et permettront d'ajuster les paramètres des modèles d'écoulement permanent ou transitoire.

Les méthodes que nous avons approfondies pour atteindre ces objectifs sont :

- La détermination de la densité de la neige à partir de ses propriétés acoustiques.
- L'utilisation des techniques de traitement d'images pour mesurer la vitesse à la surface de l'écoulement.

Ces deux méthodes n'ont jamais été utilisées pour étudier la dynamique des avalanches denses. Cette nouveauté a été recherchée dans un souci de complémentarité de moyens, dans le cadre d'une étroite collaboration avec nos collègues européens.

Les propriétés acoustiques de la neige et les principes d'un capteur acoustique

A partir des travaux de Buser sur la modélisation de la propagation d'une onde acoustique dans le volume interstitiel [Buser, 1986], et d'une exploitation de ses mesures, nous avons vérifié qu'il existait plusieurs possibilités permettant de déterminer la densité d'une neige peu dense à partir de ses caractéristiques acoustiques. Nous devons alors nous assurer que ces premiers résultats pouvaient être appliqués aux neiges denses, sèches ou humides qui composent le plus souvent les avalanches denses.

A partir d'expériences menées en laboratoire sur les propriétés acoustiques de ces neiges nous avons établi que le modèle de propagation d'une onde acoustique, utilisé par Buser et issu de la théorie de la propagation à travers un milieu poreux à structure rigide de Zwicker et Kosten [Zwicker et Kosten, 1949] ne permettait pas de reproduire la réalité du phénomène, pour une neige très compactée, à une fréquence supérieure à 3000 Hz. Grâce à l'étude de la microstructure de la neige, nous avons constaté que, pour une même densité, la divergence entre les résultats des mesures et ceux de la modélisation, augmente avec la taille des grains. Cet écart peut être expliqué par la présence de cavités dans la neige. En effet, la variation de la partie imaginaire de l'impédance correspond à un terme capacitif qui, par analogie électrique s'explique par la présence de ces cavités. Celles-ci induisent un terme croissant avec leur volume et la fréquence. Or, il est probable que le nombre de ces espaces clos ignorés par le modèle, augmente avec la densité et que leur volume est lié à la taille des grains. Toutefois, ces anomalies n'affectent que la détermination de la phase de l'impédance et le coefficient d'atténuation. Or ces deux paramètres acoustiques ne dépendent pas de la porosité mais essentiellement de la forme des pores.

Nous avons alors pu montrer qu'il existe, pour tous les types de neige, une très bonne corrélation entre la densité et deux autres paramètres acoustiques : le module de l'impédance caractéristique et la porosité acoustique. Toutefois, l'équivalence entre porosité acoustique et porosité gravimétrique semble liée à la qualité de la surface de l'échantillon de neige. Dans ce cas, l'étude d'une neige en mouvement peut devenir problématique. Des expériences complémentaires permettront de préciser ce dernier point. Mais il reste possible d'envisager l'étude de la densité de la neige pendant l'écoulement à partir de la mesure de son impédance caractéristique qui ne dépend pas de la régularité de la surface.

Les principes du capteur acoustique que nous proposons reprennent ceux du tube à onde stationnaire à deux microphones fixes. La possibilité de mesurer les paramètres acoustiques de la neige repose sur des hypothèses concernant l'influence de la vitesse de l'écoulement sur la propagation de l'onde. La réalisation d'un tel capteur nécessitera une étude technologique approfondie pour le dimensionnement des différents éléments.

Avec le même capteur, nous mesurerons également la vitesse de l'écoulement au point considéré. Celle-ci sera obtenue par une intercorrélation entre deux signaux issus de deux couples d'émetteur-récepteur séparés d'une distance connue a priori. La conjugaison des mesures de densité et de vitesse conduit à l'estimation de la taille des boules de neige et, de ce fait, à fournir quelques

éléments de réflexion sur la continuité du milieu. Enfin, nous obtiendrons les fluctuations de vitesse et de densité sur une section perpendiculaire à l'écoulement en plaçant plusieurs capteurs le long d'un axe perpendiculaire à l'écoulement.

La mesure de la vitesse à la surface de l'écoulement par traitement d'images

Un travail de terrain, complété par une analyse des enregistrements vidéo que nous avons pu réaliser, a permis de mettre en évidence l'intérêt de cette méthode pour établir une véritable cartographie des vitesses à la surface de l'écoulement. Mais pour atteindre ce résultat, nous devons apporter quelques améliorations aux techniques existantes. La principale modification sera de travailler avec les images d'un film 16 mm plutôt qu'avec celles obtenues par une caméra CCD. En effet, l'information présente sur les premières est bien plus importante que celle présente sur les secondes. Le rapport entre les deux est de l'ordre de 4. Ainsi, les fenêtres d'intercorrélation permettant de déterminer la vitesse de la surface de l'avalanche entre deux images successives peuvent avoir une taille plus réduite et donc permettre de réaliser des mesures beaucoup plus ponctuelles.

De plus, cette méthode facilite l'ajustement de la dimension de ces fenêtres au déplacement apparent sur le plan image. Pour cela, il suffit de diviser l'image issue d'un film 16 mm en plusieurs images partielles. Ce découpage peut être obtenu à l'aide d'une caméra CCD se déplaçant le long de deux axes horizontaux et autour d'un axe de rotation verticale qui réalisera des prises de vues partielles de l'image globale, avec une distance focale prédéfinie. Ce système nécessite un pilotage par ordinateur, indispensable pour un traitement automatisé et une correspondance parfaite des découpages d'une image à l'autre. La mise au point d'un tel système fait l'objet d'un travail de thèse commencé en 1994 [**Granada, en cours**].

Enfin, Il faudra également étudier la possibilité d'utiliser in situ deux caméras synchronisées afin de situer la surface de l'écoulement. En effet, une lecture directe de la hauteur de l'écoulement au droit d'un jalon placé sur la trajectoire de l'avalanche dispense de l'utilisation de deux caméras seulement dans le cas où la surface de l'écoulement est plane.

L'étude que nous avons présenté est donc la première étape d'une préparation d'expérimentations in situ. Nous avons proposé puis approfondi deux méthodes permettant de mesurer certains paramètres physiques d'un écoulement avalancheux. Dans un premier temps, l'objectif de ces expérimentations de terrain est d'acquérir des données en nombre suffisant pour tenter de déterminer le domaine de validité des modèles existants et fournir quelques éléments permettant de les améliorer. Elles devront être complétées par des mesures de contraintes lors de l'étude de l'interaction entre un écoulement et un obstacle. A terme, ce travail de recherche sur la dynamique des avalanches devrait permettre de mieux comprendre ce phénomène et donc de mieux le modéliser afin de s'en protéger.

Bibliographie

- Abele G. et Gow A.J.** (1976) "Compressibility characteristics of compacted snow" *CRREL, Report 76-21*.
- AFNOR** (1985) "Détermination du facteur d'absorption acoustique et de l'impédance acoustique sous incidence normale par la méthode du tube à ondes stationnaires" *Norme Française S 31 - 065*.
- Allard J.-F., Champoux Y. et Depollier C.** (1987) "Modelization of layered sound absorbing materials with transfer matrices" *Journal of Acoustical Society America 82 (5) pp 1792-1796*.
- Allard J.F., Aknine A. et Bruneau A.M.** (1985) "Propriétés acoustiques des mousses à forte résistance spécifique au passage de l'air" *Acoustica, vol. 59 pp 142-147*.
- Ancey C.** (1993) "Lois d'écoulement de matériaux granulaires : Expériences sur des écoulements à surface libre" *Mémoire de DEA INPG- CEMAGREF*.
- Ancey C.** (1992) Modélisation physique et numérique des avalanches denses " *Rapport de DEA, CEMAGREF / ENSHM*.
- Attenborough K.** (1982) "Acoustical characteristics of porous materials" *Physics Letters 82 pp179-227*.
- Attenborough K.** (1983) "Acoustical characteristics of rigid fibrous et granular material " *Journal of Acoustical Society America 73 pp 785-799*.
- Attenborough K. et Buser O.** (1988) "On the application of rigid-porous models to impedance data for snow" *Journal of Sound et Vibration " 124 (2) , pp 315-327 .*
- Attenborough K. et Chen Y** (1989) "Surface waves at an interface between air et an air-filled poroelastic ground " *Journal of Acoustical Society America 87 (3). pp 1010-1016*.
- Bachmann O.** (1987) "Impuls und Energieverlust von Schneeblöcken beim Aufprall auf Schneerechen" *Interner bericht n° 635, EISL, Davos*.
- Bader H. et Kuroiwa D.** (1962) "The physics et mechanics of snow as a Material" *CRREL, Part II, Section B pp 32 - 33*.
- Bakhvalov N. S. et Eglit M.E.** (1983) "Investigation of the Solutions to Snow Avalanche Movement Equations " *Soviet Avalanche research and Avalanche Bibliography update :1977-1983 " pp 117-128*.
- Beyer R.T. et Letcher V.** (1969) "Physical Ultrasonics" *Pure et Applied Physics vol. 32*.
- Biot M. A.** (1962) "Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media" *Journal of Applied Physics 33 pp 1482-1498*.

- Bodén H. et Åbom M.** (1986) "Influence of errors on the two-microphone method for measuring acoustic properties in ducts" *Journal of Acoustical Society America* 79 (2) pp 541-549.
- Bogorodsky V.V, Gavrilov V.P. et Nitikin V.A** (1974) "Quelques particularité de la propagation du son dans la neige" *Akust. Zh.* 20: pp 195-198.
- Briukhanov A.V.** (1967) "Mécanisme du mouvement des avalanches de neige et leur étude dans diverses conditions géographiques par une méthode de stéréophotogrammétrie spéciale" *Neige et avalanches dans les Khibines, édité à Moscou, traduction par la Div Nivologie, CTGREF* pp 269-334.
- Brown R.L.** (1992) " A review of avalanche dynamics modeling" *Montana State University Bozeman.*
- Brugnot G. et Pochat R.** (1981) "Numerical simulation study of avalanches" *Journal of Glaciology, Vol. 27, n°95* pp 77-88.
- Brugnot G. et Vila J.P.** (1985) "Investigation théorique et expérimentale des caractéristiques dynamiques des avalanches de neige dense" *La Houille Blanche n°2/1985.*
- Brun E.** (1989) " Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid water content " *Annals of Glaciology vol.13* pp 22 26.
- Brun E., Panel J.M. et Lafeuille J.** (1986) "Dielectric measurements of snow liquid water content" *Session A11: Métrologie (2ème partie, Communication All.4* pp 287-290
- Brunot G.** (1986) "Etude quantitative de la métamorphose d'isothermie ou de faible gradient de la neige sèche" *Rapport de stage au CEN.*
- Buser O.** (1986) "A rigid frame model of porous media for the acoustic impedance of snow" *Journal of Sound and vibration* 111(1) pp71-92.
- Buser O. et Frutiger H.** (1980) " Observed maximum run-out distance of snow avalanches and the determination of the friction coefficients μ and ξ " *Journal of Glaciology, Vol. 26 n° 94* pp 121-130.
- Buser O. et Good W.** (1987) "Acoustic,geometric and mechanical parameters of snow" *Avalanche Formation, Movement and Effects (Davos Symposium, Setember 1986 IAHS Publ.n° 162, pp 61-71.*
- Carlier M.** (1972) " Hydraulique générale et appliquée" *Collection du centre de recherches et d'essais de Chatou, édit. Eyrolles .*
- Carry C. et Pochat R.** (1978) "Modelisation d'une avalanche' *Deuxième rencontre internationale sur la Neige et les Avalanches ANENA, Grenoble.*
- Casassa G. Narita H. et Maeno N.** (1989) "Measurements of friction coefficients of snow blocks" *Annals of glaciology vol. 13* pp 40-44.

- Charlier C., Naaim M. et Martinet G.** (1990) "Etude de l'interaction de l'avalanche du Boulangeard et du bassin du Verney " *Rapport interne CEMAGREF, Division Nivologie.*
- Charlier C., Naaim M.**(1991) "Etudes de l'onde de submersion dans la retenue collinaire des Orres" *Rapport interne CEMAGREF, Division Nivologie*
- Cheng T.T. et Perla R.** (1979) " Numerical computation of Avalanche motion" *NHRI, Paper n° 5.*
- Chung J.Y. et Blaser D.A.**(1980) "Transfer function method of measuring induct acoustic properties I. Theory, II Experiment" *Journal of Acoustical Society America 68 (3) pp 907-921.*
- Comolet R.** (1982) "Mécanique expérimentale des fluides, tome II" *Ed. Masson pp 210 -245.*
- Cousot P.** (1992) "Rhéologie des boues et laves torrentielles. Etude de dispersions et suspensions concentrées" *CEMAGREF, Etudes Montagne n° 5 pp 390 -391.*
- CTGREF** (1978) "Densité d'une neige d'avalanche" *Rapport final d'une étude réalisée par l'INPG, convention 77-40.*
- CTGREF** (1980) "La stéréophotogrammétrie à cadence rapide d'avalanches" *Informations techniques, cahier 39 .*
- Delany M.E. et Bazley E.N.** (1970) "Acoustical properties of fibrous absorbent material" *Apl. Acoustics,3 pp 105 -116.*
- Delsol F. Pahaut E. et Pougatch B.**(1974) "Etude de la formation du givre de profondeur. Introduction et premiers essais de simulation en chambre froide" *Etablissement d'etudes et de la Recherche Météorologiques note technique 353.*
- Dent J. D. et Lang T.E.**(1980) " Modeling of snow flow " *Journal of Glaciology, vol.26 n°94 pp 131-140.*
- Dent, J. D.** (1982) "A biviscous modified bingham model of snow avalanche motion" *U M I Dissertation Information Service pp 26-42.*
- Eglit M. E.** (1984) "Theoretical Approaches to Avalanche Dynamics" *Glaciological Data Report GD-16 " Soviet Avalanche research and Avalanche Bibliography update :1977-1983 " pp 63-116*
- Embleton T. F. W. , Piercy J.E. et Daigle G.A.**(1983) "Effective flow resistivity of ground surfaces determined by acoustical measurements" *Journal of Acoustical Society America 74(4) pp 1239-1244.*

Expériences du Lautaret (1973-81)

- Alléra J.-L., Amardeil P., Arnaud H. et al.** (1973) "Programme Dynaneige 1972-1973 Compte rendu d'activité " *note CENG/ASP n° 73-12.*
- Barret L., Eybert-Bérard A. et Rey L.** (1981) "Dynamiques des avalanches. Saison de neige 1979-1980" *Note CENG/ASP n° 81-01.*
- Bon Mardion G., Coche G., Eybert-Bérard A. et al.** (1974) "Mesures dynamiques dans les avalanches. Premiers résultats expérimentaux" *Note CENG/ASP n° 74-01.*
- Bon Mardion G. et Meunier J.** (1974) "Etude préliminaire du fonctionnement d'un capteur de pression à empreinte pour avalanches" *Note CENG/ASP n° 74-08.*
- Bon Mardion G., Eybert-Bérard A., Guelff C. et al.** (1975) " Mesures dynamiques dans les avalanches. Résultats expérimentaux de la saison de neige 1973-1974" *Note CENG/ASP n° 75-01.*
- Bon Mardion G., Eybert-Bérard A., Guelff C. et al.** (1976) " La dynamique des avalanches d'après les résultats des expériences de déclenchement artificiel au Lautaret" *Note CENG/ASP n° 76-03.*
- CTGREF** (1978) "Présentation des expériences et nouvelles perspectives en dynamique des avalanches" *Rapport interne de la Division Nivologie.*
- Dupré La Tour** (1978) "La dynamique des avalanches d'après les expériences du col du Lautaret" *CENG/ASP Rapport de stage.*
- Eybert-Bérard A., Brugnot G. et Rey L.** (1978) "Mesures dynamiques dans l'avalanche. Résultats expérimentaux du Col du Lautaret (1972-1978)" *Comptes Rendus dela Deuxième Rencontre Internationale sur la Neige et les Avalanches 12-13- 14 avril 1978, pp 203-224.*
- Eybert-Bérard A., Mura R., rey L. et al.** (1977) " La dynamique des avalanches : Résultats expérimentaux du Col du Lautaret . Année 1976 " *Note CENG/ASP n° 77-03.*
- Eybert-Bérard A.,** (1980) " Dynamique des avalanches : Saison de neige 1978-1979 , Col du Lautaret " *Note CENG/ASP n° 80-01.*
- Foucou .J.,**(1981) " Dynamique des avalanches : Saison de neige 1980-1981 , Col du Lautaret " *Note CENG/ASP n° 80-01.*
- Gallois E.** (1977) "Stéréophotogrammétrie de l'avalanche " *rapport de stage CTGREF.*
- Gay M.** (1993) "Conception et réalisation d'un système de mesure de paramètres physiques dans les écoulements avalancheux" *Rapport de DEA CEMAGREF-LIME.*

- Goff A.G. et Otten J.F.** (1936) "Mesures expérimentales des forces d'impacts d'une avalanche" *Géographie et Géophysique série n°3 Moscou*.
- Good, W.** (1987) " Thin sections, serial cuts and 3-D analysis of snow" *Avalanche Formation, Movement and Effects (Davos Symposium, Setember 1986 IAHS Publ.n° 162, pp 35 - 48*.
- Granada Francesc** (en cours) *Thèse portant sur l'utilisation du traitement d'images pour l'étude de mouvements gravitaires rapides, Université Joseph Fourier*.
- Gubler H.** (1987) "Measurements an Modeling of snow Avalanche Speeds" *IAHS Publication n° 162 pp 405-420*.
- Gubler H.** (1989) " Comparison of three models of avalanche dynamics" *Annals of glaciology, vol.13 pp 82 - 89*.
- Gubler H.** (1990) "Electrical, Optical and Acoustical Properties of Snow" *Report of Commitee Meeting, Institut für Schnee-und Lawinenforschung, Davos, Switzerlet pp 111-124*.
- Gubler H. et Hiller M.** (1984) "The use of microwave FMCW radar in snow and avalanche research" *Cold Regions Science and Technology vol. 9 pp 109-119*.
- Hutter K. , Savage S.B. et Nohguchi Y.**(1989) "Numerical analytical and laboratory experimental studies of granular avalanche flows" *Annals of glaciology vol. 13 pp 109-116*.
- Hutter K., Szidarovszky F. et Yakowitz S.** (1987) "Granular shear flows as models for flow avalanches" *IAHS Publi. n° 162 pp 381393*.
- Isaenko E.P.** (1974) "Snow Avalanche Impact Pressure on an obstacle" *International Symposium on Snow Mechanics Grindelwald*.
- Ishida T.** (1965) "Acoustic Properties of Snow" *Contribution n° 708 from the Institute of Low Temperature Science*.
- Johnson J.B.** (1982) "On the application of Biot's theory to acoustic wave propagation in snow" *Cold Regions Science and Technology, 6 pp 49-60*.
- Johnson J.B.** (1985) "Audibility within and outside deposited snow" *Journal of glaciology, vol. 31 n° 108 pp 136-142*.
- Kohler P.** (1992) " Utilisation du traitement d'images pour la mesure de vitesse à la surface d'un écoulement avalancheux " *Rapport de fin de stage de maîtrise ès Sciences Thermiques & Energétique Université de Franche-Comté - Division Nivologie du CEMAGREF*.
- La Chapelle E. et Lang T.E.** (1980) "A comparison of observed and calculated avalanche velocities" *Journal of Glaciology vol. 25, n° 92, pp 309-314*.

- Lang T. E.** (1976) "Measurements of acoustic properties of hard-pack snow", *Journal of Glaciology*, vol. 17, n° 76.
- Lang T.E. et Dent J.D.** (1980) "Scale modeling of snow -avalanche impact on structures" *Journal of Glaciology*, Vol. 26 n° 94 pp 189-196.
- Lang T.E et Martinelli M.** (1979) "Application of numerical transient fluid dynamics to snow flow : part II Avalanche modeling and parameter error evaluation" *Journal of Glaciology* vol. 22 n° 86 Part II: pp 117 -127
- Lang T.E et Martinelli M.** (1979) "Application of numerical transient fluid dynamics to snow flow :part I Development of computer program AVALNCH" *Journal of Glaciology* vol. 22 n° 86 Part I : pp 107-117.
- Lang T.E. , Nakumura T. , Dent J. et al.** (1985) "Avalanche flow dynamics with material locking" *Annals of Glaciology*, vol. 6 pp 5-9.
- Lang R.M. , Leo B.R., et Hutter K.** (1989) "Flow characteristics of an unconstrained, non - cohesive granular medium down an inclined, curved surface : preliminary experimental results" *Annals of Glaciology*, vol. 13 pp 146 -158.
- Lee S. M. et Rogers J. C.** (1984) "Characterisation of snow by acoustic sounding : a feasibility study" *Journal of Sound and vibration* 99, pp 247-266.
- Lee S.M., Rogers J.C. Kuncay A.** (1986) "Acoustic probing of stratified snowpacks" *Journal of Sound and Vibration* 104 (3) pp 528-532.
- Lemaitre F. et Mametsa H.-J.** (1991) " Propagation à travers la neige" *ONERA, document n° 1/1542 -MO.*
- MAATEL** (1991) "Etude d'une centrale d'aquisition automatique en environnement difficile" *Rapport non publié disponible à la division Nivologie du CEMAGREF*
- Maeno N., Naruse N. et Nishimura** (1987) "physical characteristics of snow-avalanche debris" *IAHS, Publ. n° 162, 1987 pp 421-427.*
- Marbouty D.** (1981) " Workshop on the properties of snow" *CRREL report 82-18.*
- Marco O.** (1986) "Dynamique des avalanches de neige dense : Interprétation de résultats expérimentaux" *rapport de DEA , CEMAGREF / ENSEEIH .*
- Martinelli M. , Lang T.E. , et Mears A.I.** (1980) "Calculations of avalanche friction coefficients from field data" *Journal of Glaciology*, Vol. 26 n° 94 pp 109-119.
- Martinet G.** (1992) "Contribution à la modélisation numérique des avalanches de neige dense et des laves torrentielles" *Thèse de Doctorat en Mécanique de l'Université Joseph Fourier.*
- Mellor M.** (1968) " Avalanches" *CRREL Part III Section A3 : Snow technology.*

- Mellor M.**(1964) "Properties of Snow" *C.R.R.E.L Part III sect.A* .
- Moore H. M. et Attenborough K.** (1991) "In-situ Acoustical investigations of deep Snow" *Applied Acoustics* 33 pp 281-301.
- Morse P.M. et Ingard K.U.** (1968)" Theoretical acoustics" *Princeton University Press, Princeton, New Jersey* ,pp 227-300.
- Muller J.** (1975) "Formulaire technique de mécanique générale" *Imp. paillart*.
- Mayers G. H.** (1968) "Development of an anechoic termination design for an in-duct fan sound test facility" *Air handling Engineering, Machinery and System Division, Carrier Air Conditioning, Carrier Corporation, Syracuse, NY. report n° 2393* pp 172-183.
- Naaim M. et Ancey C.** (1992) "Modelisation of dense avalanches" *Université Européenne d'Eté sur les Risques Naturels, Septembre 1992, PGERPRN*.
- Nakamura T., Nakamura H., Abe O. et al.** (1987) "A newly designed chute for snow avalanche experiments" *IAHS, Publ. n° 162, 1987* pp 441-451.
- Navarre J.P., Taillefer A. et al.** (1987) "Propriétés Mécaniques de la neige " *IAHS n°162* pp 129-138.
- Navarro G.** (1991)"Simulazione numerica di valanghe in regime laminare" *Neve valanghe, n° 12* pp 60 -67.
- Nicolas J. et Berry J.-L.** (1984) "Propagation du son et effet de sol". *Note du Département de Génie Mécanique, Université de Sherbrooke, CANADA*.
- Ning Q. et Zhaohui W.** (1986) "A critical review of the research on the hyperconcentrated flow in China" *Series of IRTCES* pp 16 - 17.
- Nishimura K. et Maeno N.** (1989)"Contribution of viscous forces to avalanche dynamics" *Annals of Glaciology* vol. 13, pp 202-206.
- Nishimura K. et Maeno N.** (1987) "Experiments on snow-avalanche dynamics" *IAHS, Publ. n° 162, 1987* pp 395-404.
- Nishimura K.** (1991) "Studies on the fluidized snow dynamics" *report of Institute of Low temperature Science Hokkaido University*.
- Nohguchi Y.** (1989) " Three dimensionnal equations for mass centre motion of an avalanche of arbitrary configuration" *Annals of glaciology, vol. 13* pp 215 - 217.
- Norem H., Irgens F. et Schieldrop B.** (1986)"A continuum model for calculating snow avalanche velocities" *IAHS publication n° 162* pp 363-380 .
- Norem H., Irgens F. et Schieldrop B.**(1989) " Simulation of snow-avalanche flow in run-out zones " *Annals of Glaciology* vol. 13 pp 218-225.

- Norem H., Kvisterøy T. et Evensen B.D.** (1985) "Measurement of avalanche speeds and forces : instrumentation and preliminary results of the Ryggfonn project" *Annals of Glaciology* 6 pp 19-22.
- Norem H.** (1991) "Discussion on the modelling of snow avalanche flow " *Proceedings of Workshop on Avalanche Dynamics , MEISL, Davos pp 57-72*
- Norem H.** (1991) "Estimating snow avalanche impact pressures on towers" *Proceedings of a workshop on Avalanche dynamics MEISL n° 48.*
- Norem H.** (1992) "Estimating a run-out distances for extreme snow avalanches " *note NGI., Norway.*
- Norem H.** (1992,1) " Simulation of snow - avalanche flow by a continuum granular model " *note NGI ,Norway.*
- Norem H.** (1992,2) "A general discussion on avalanche dynamics" *note NGI, Norway.*
- Norem H., Kristensen K. et Nishimura K.** (1991) "The Ryggfonn Project, Avalanche data from the 1989 / 90 Winter" *Report NGI 581200-21.*
- Norem H., Nishimura K. et Maeno N.** (1992) "Comparing model and full -scale experiments with snow avalanches" *IGS, International symposium on Snow and Snow Related Problems, nagaoka, Japan.*
- Oura H.** (1952)"Reflection of Sound at Snow Surface and Mechanism of Sound Propagation in Snow" *Low temperature Science* 9 pp 179-186.
- Oura H.** (1952) "Sound Velocity in the Snow Cover" *Low temperature Science* 9 pp 171-178.
- Pahaut E.** (1975) "Les cristaux de neige et leur métamorphose" *monographie n° 96 de la météorologie nationale.*
- Pahaut E. et Sergent C.** (1991) "La neige, formation et Evolution" *publication Météorologie Nationale,CEN ,France.*
- Pazwash H. et Robertson J.M.** (1975) "Forces on bodies in Bingham fluids" *Journal of Hydraulic Research, 13 n°1 pp 35 - 55*
- Perla R. , Beck T. et Banner J.** (1978) "Impact force of snow" *National hydrology Research Institute, IWD Scientific Series n° 97 .*
- Perla R. , Cheng T.T. et McClung D.M.** (1980) "A two-parameter model of snow-avalanche motion" *Journal of Glaciology, vol. 26 n° 94 pp 197-207 .*
- Perla R. , Lied K. et Kristensen K.** (1984) "Particle simulation of snow avalanche motion " *Cold Regions Science and Techn. vol. 9 pp 191 -202.*
- Plam M., Radok U. et Taylor K.** (1984)" The Soviet Avalanche Model :Exegesis and Reformulation " *Soviet Avalanche research and Avalanche Bibliography update :1977-1983 " pp 165 - 195*

- Quervin de M.R., Crecy de L., Lachapelle E.R., Losev K. et Shoda M.** (1973) "Avalanche Classification" *proposal of the Working Group on Avalanche Classification of the International Commission on Snow and Ice hydrological Sciences Bulletin XVIII 4.*
- Quervin de M.R.** (1965) "Problems of avalanche research" *Publication n° 69 de l'AIHS pp 15 - 22.*
- Rajar R.** (1983) "Mathematical simulation of snow avalanch dynamics" *anton Kuhelj, Memorial Volume pp 303-372.*
- Rayleigh L.** (1896) " Theory of sound II" *original ed Cambridge, Macmillan and co.LTD, London pp 313-342*
- Rey L.** (1886) "La Neige, ses métamorphoses, les avalanches" *ANENA France.*
- Roch A.** (1961) "Mesure de la force des avalanches" *Sonderdruck aus Winterbericht 1960/61 n° 25.*
- Roch A.** (1965) "Les variations de la résistance de la neige" *AIHS, n° 69 pp 86-99.*
- Roch A.** (1980) " NEVE E VALANGHE" *Club Alpino Italiano pp 45-46.*
- Runich A.V. et Zalikhhanov M.Ch.** (1972) "Structure and mechanical properties of the avalanche snow" *Papers of the Highmountain Geophysical Institute, Leningrag.*
- Salm B. , Burkard A. et Gubler H.** (1990) "Berechnung von Fließlawinen : Eine Anleitung für Praktiker mit Beispielen" *Publication de l' EISL n° 47 Davos.*
- Salm B.** (1965) "Contribution to avalanche dynamics " *AIHS, n°69 pp 72-86.*
- Salm B.** (1967) "On nonuniform, steady flow of avalanching snow" *AIHS extract of publication n° 79 pp 19-29 .*
- Salm B. et Gubler H.** (1985) "Measurement and analysis of the motion of dense flow avalanches" *Annals of Glaciology vol.6 pp 26-34.*
- Schaffhauser H.** (1991) "The austrian avalanche dynamic projects on the institute for avalanche research" *note diffusée par le Forstliche Bundesversuchsanstalt Institut für Lawinenkunde Innsbruck.*
- Sergent C.** (1992) " Propriétés physiques de la neige" *Publication Météorologie Nationale, CEN France.*
- Seybert A.F. et Soenarko B.** (1981) "Error analysis of spectral estimates with application to the measurement of acoustic parameters using retom sound fields in ducts" *Journal of Acoustical Society America 69 (4) 1190-1199.*
- Shimizu H.** (1970) "Air perméability of deposited snow" *Contribution from the Institute of Low Temperature Science series A, n° 22, 1-32 pp 25 -29.*

- Shoda M.** (1965) "An experimental study on dynamics of avalanching snow" *Snow Research Station, Railway Technical Research Institute, Japanese National Railways.*
- Smith J.L.** (1965) "The elastic constants, strength and density of Greenland snow as determined from measurements of sonic wave velocity" *CRREL TR 167.*
- Sommerfeld R.A.** (1982) "A review of Snow Acoustics" *Reviews of Geophysics and Space Physics, vol?20, n°1 pp 62-66.*
- Vila J.-P.** (1986) "Sur la théorie et l'approximation numérique de problèmes hyperboliques non linéaires : Applications aux équations de Saint-Venant et à la modélisation des avalanches" *Thèse de doctorat de l'université Paris VI.*
- Voellmy A.** (1955) "On the destructive force of avalanches" *translated by Tate R.E., U.S. Department of Agriculture, Forest Service.*
- Zarek J. H. B.** (1978) "Sound absorption in flexible porous materials" *Journal of Sound and Vibration 61 (2) pp 205-234.*
- Zephoris M. , Martin D. et Pontikis C.** (1975) " Propagation des ondes ultrasonores au sein du manteau neigeux" *Météorologie Nationale (France), Compte -rendu de fin d'étude.*
- Zwikker C. et Kosten C.W.** (1949) "Sound absorbing materials" *New York Elsevier.*

Annexes

Chapitre I

- **Annexe 1.1.**
Présentation du site expérimental du Lautaret
- **Annexe 1.2.**
Présentation du site expérimental de Poutran
 - Présentation du site
 - Principes du support de capteurs

Chapitre II

- **Annexe 2.1.**
Propriétés acoustiques de la neige
Tableaux des résultats

Chapitre III

- **Annexe 3.1.**
Levé topographique de la section du couloir où ont été réalisées les mesures de vitesse par traitement d'images
- **Annexe 3.2.**
Tableaux des mesures de vitesses et de hauteurs d'écoulement par traitement d'images

Chapitre I

Annexe 1.1.

Présentation du site expérimental du Lautaret

Le site expérimental du Col du Lautaret

Il est situé au Col du Lautaret (Hautes Alpes) sur des pentes exposées au Sud Est et dominées par la crête de Chaillol (voir plan de situation ci-joint). Les altitudes de départ des avalanches sont comprises entre 2300 et 2600 m et les zones d'arrêt se trouvent vers 2100m.

Ce site est utilisé depuis 1972. Il a été équipé à l'origine par la Division Nivologie du CTGREF (devenu CEMAGREF) avec la collaboration du Laboratoire d'Applications Spéciales de la Physique du Centre d'Études Nucléaires de Grenoble (CENG).

Entre 1972 et 1981 de nombreuses expériences ont été réalisées sur ce site (voir bibliographies [**Expériences du Lautaret, 1973-1981**]). En 1972, les couloirs 1 et 2 ont été équipés de consoles métalliques constituées par un tripode métallique (en IPN 200 mm) et pouvant supporter des capteurs (console A et B sur la photographie ci-jointe). Deux de ces consoles ont été installées dans la zone d'arrêt de ces couloirs. deux autres ont été placées le long de la route du Galibier et étaient amarrées à l'aide de plusieurs câbles ancrés dans la falaise rocheuse située en amont. En 1975, le couloir 3 a également été équipé d'une console. Un Câble Transporteur d'Explosif a été installé pour desservir ces trois couloirs. Il a été prolongé en 1978 . Au total 7 couloirs étaient disponibles pour effectuer diverses mesures. Enfin, des supports d'appareils photographiques ainsi que des repères ont été mis en place pour permettre l'utilisation de la stéréophotogrammétrie (voir plan de situation).

Aujourd'hui, seules les infrastructures liées à la stéréophotogrammétrie sont encore utilisables. En 1989, un support de capteurs profilé en aile d'avion a été installé dans le couloir 2 (voir plan de situation). En 1992, une plate-forme a été installée en rive gauche de ce même couloir pour permettre la réalisation de films vidéo.

LAUTARET

Site expérimental
du Col du Lautaret (Hautes-Alpes)

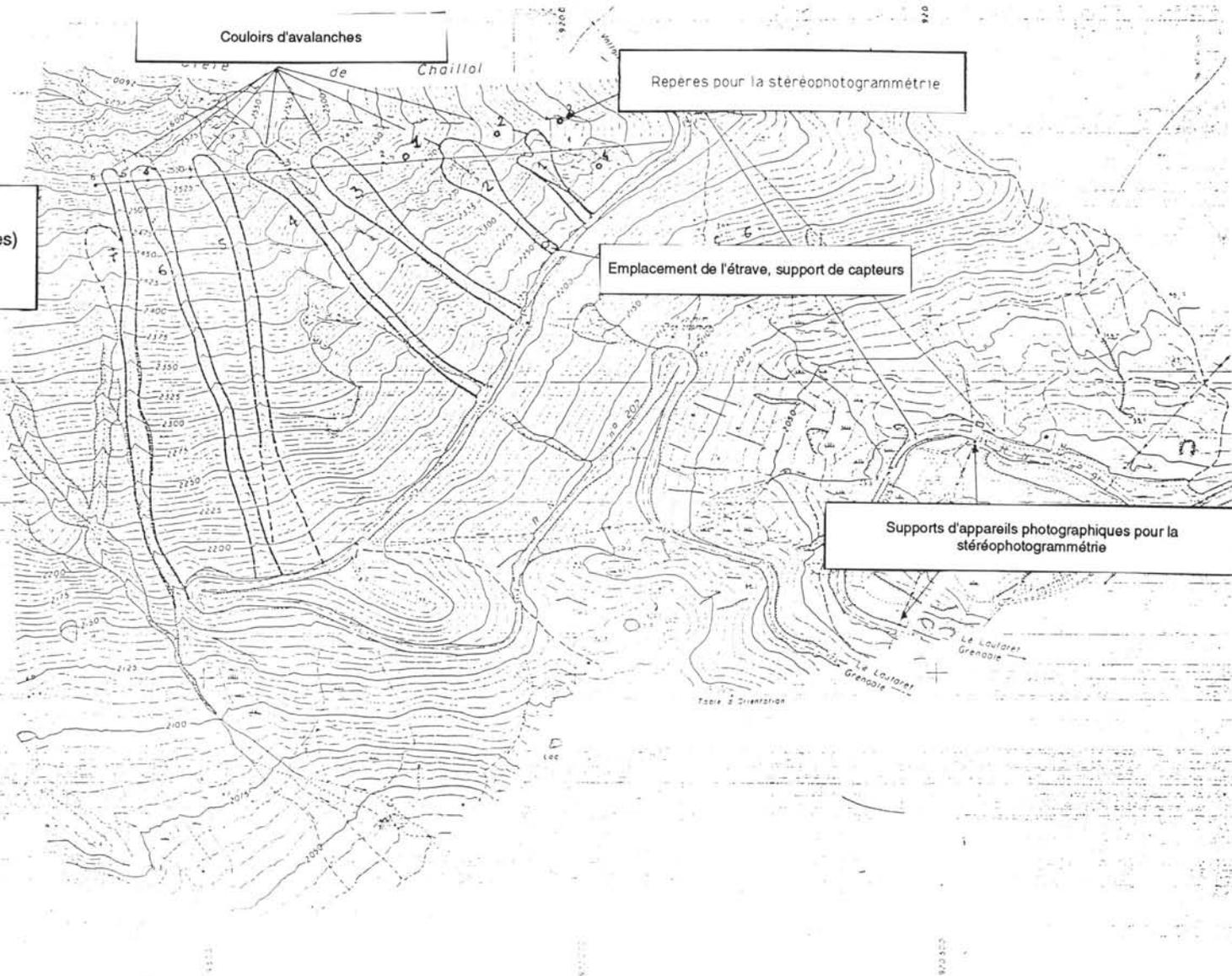
Echelle 1/7140^{ème}

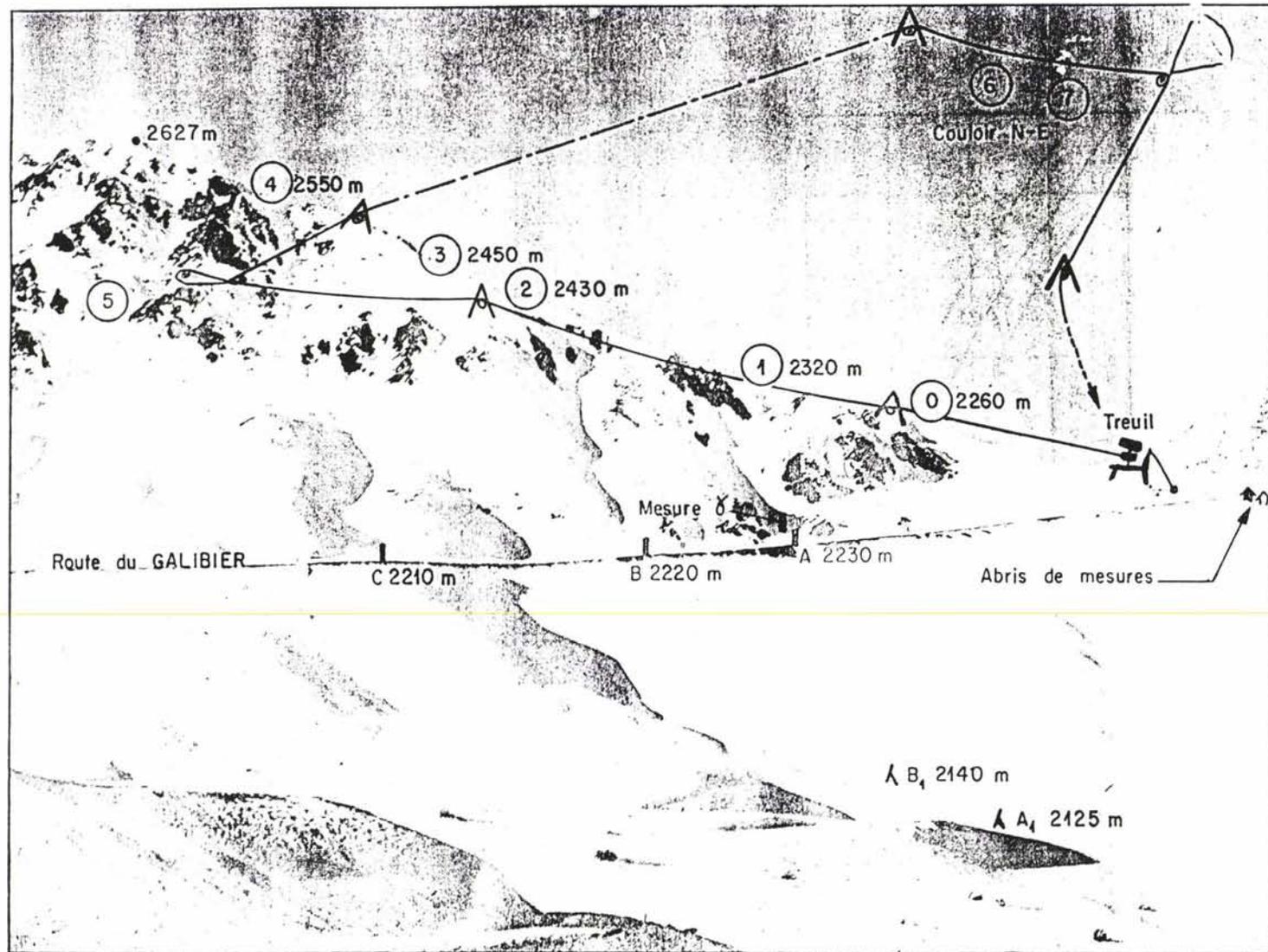
Couloirs d'avalanches

Reperes pour la stéréophotogrammétrie

Emplacement de l'étrave, support de capteurs

Supports d'appareils photographiques pour la
stéréophotogrammétrie





_ Site expérimental du Col du Lautaret (05) _ Crête de Chaillol _ 1972 - 1981

Chapitre I

Annexe 1.2.

Présentation du site expérimental de Poutran

- Présentation du site
- Principes du support de capteurs

MISE EN PLACE D'UN SUPPORT DE CAPTEUR A POUTRAN (ALPE D'HUEZ)

I présentation du site

a) le couloir :

Le couloir se situe à POUTRAN (OZ en OISANS). Les avalanches y sont déclenchées préventivement par CATEX (environ 15 fois par an). L'altitude supérieure de sa zone de départ est de 2000 mètres et l'altitude inférieure de sa zone d'arrêt est à 1800 mètres. Ce versant est orienté nord-est. La pente moyenne de sa zone de départ est de 35° et reste à peu près constante sur les 2/3 du couloir. C'est une avalanche de versant convexe où pousse une végétation non entretenue.

b) les Avalanches :

Les avalanches déclenchées sont presque toujours des avalanches denses. Le dépôt a environ 80 m de long. Le manteau neigeux a une épaisseur de 1 à 2 mètres. Après chaque chute de neige de 30 cm, l'avalanche est déclenchée artificiellement. La hauteur de la fracture peut avoir une épaisseur de 0,3 à 0,8 m. (ces remarques m'ont été données par le responsable de la sécurité du secteur d'OZ, Thierry TONDA).

c) les Hypothèses :

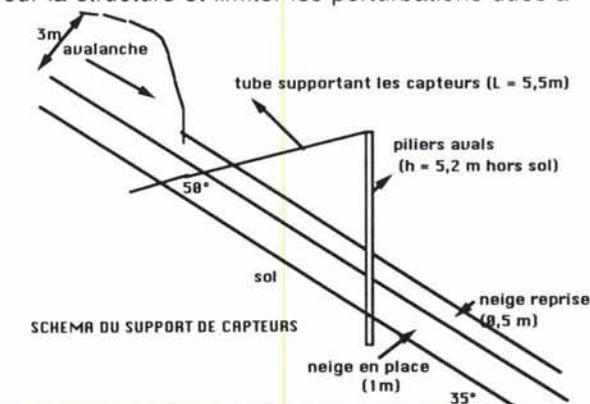
Les hypothèses faites à partir de la modélisation de cet écoulement au niveau du support sont :

- * hauteur de la fracture et de la reprise : 0,8m
- * densité de l'écoulement : 350 kg/m^3
- * vitesse de l'écoulement : 14 m/s
- * hauteur de l'écoulement : 2,5 m

Ces valeurs, obtenues à partir du modèle numérique Wetsnow1d, sont proches de celles observées pour des avalanches du même type au site expérimental du Lautaret.

II Principe du support des capteurs :

Afin de limiter la poussée sur la structure et limiter les perturbations dues à son sillage, les capteurs sont placés sur un support offrant une résistance minimale. De ce fait, les capteurs sont fixés sur une barre placée le plus possible dans le sens de l'écoulement. Ils mesurent aux même moment les même paramètres dans des sections et à des hauteurs sensiblement différentes.



Site expérimental de Poutran (Isère)
Extrait de la Carte de Localisation
Probable des Avalanches
Oisans - Petites-Rousses n°38-1
Echelle 1/25 000ème



Chapitre II

Annexe 2.1.

Propriétés acoustiques de la neige

Tableaux des résultats

Annexe 2.1

Cette annexe regroupe l'ensemble des résultats de calculs que nous avons obtenus à partir d'expériences en laboratoire.

Le "tableau des résultats" récapitule les différentes caractéristiques des échantillons de neige ainsi que les coefficients obtenus par ajustement du modèle de Zwikker et Kosten aux valeurs d'impédances spécifiques normalisées issues de nos mesures. Nous avons également indiqué les valeurs de l'impédance caractéristique normalisée, du coefficient d'atténuation et de la vitesse du son, calculées à partir de la valeurs mesurée correspondante de l'impédance spécifique à 1552 Hz.

les symboles utilisés sont :

- α : Coefficient d'atténuation (1/m)
- c : Vitesse du son (m/s)
- comp. : La neige est compactée artificiellement (1) ou non (0)
- d : Densité
- fré : Fréquence (Hz)
- grains :
- 11 : gros grains ronds
- 12 : grains fins
- 13 : neige fraîche
- 14 : gobelets
- 15 : gros grains ronds provenant de boules d'avalanches
- ha : Porosité acoustique
- Jc : Partie imaginaire de l'impédance spécifique normalisée de l'échantillon de neige plaqué contre le piston
- Joi : Partie imaginaire de l'impédance spécifique normalisée de l'échantillon de neige placé à i centimètres du piston
- K' : Coefficient de structure (=q²)
- l : Longueur de l'échantillon (cm)
- Lmm : Longueur maximale moyenne des grains (mm)
- P : Périmètre moyen des grains (mm)
- p : Pression (mb)
- prov. : Provenance de la neige utilisée :
- 1 : Col de Porte (1340 m)
- 2 : Alpes d'Huez (2100 m)
- 3 : Col du Lautaret (2050m)
- 4 : Boules d'avalanches de neige humide provenant du Col du Lautaret (2050m)
- 5 : Gobelets obtenus en laboratoire à partir d'une neige fraîche
- r' : Rayon équivalent des pores (mm)
- Rc : Partie réelle de l'impédance spécifique normalisée de l'échantillon de neige plaqué contre le piston
- Rconc : Rayon de concavité (mm)
- Rconv : Rayon de convexité (mm)
- Roi : Partie réelle de l'impédance spécifique normalisée de l'échantillon de neige placé à i centimètres du piston
- Sm : Surface moyenne des grains (mm²)
- t : Température de l'air ambiant (°C)
- tam. : La neige a été tamisée (1) ou non (0)
- TEL : Teneur en eau liquide volumétrique (en %)
- Wi : Partie imaginaire de l'impédance caractéristique de la neige normalisée avec l'impédance caractéristique de l'air ambiant (SU)
- Wr : Partie réelle de l'impédance caractéristique de la neige normalisée avec l'impédance caractéristique de l'air ambiant (SU)

Tableau des résultats

n° éch.	grains	comp.	prov.	tam.	TEL	l (cm)	d	ha	k'	r' (mm)	P	Sm	Lmm	R conv	R conc	Wr	Wi	α	c (m/s)
10	11	0	1	0	0	1	0,359	0,539	1,09	0,17	2,90	0,39	0,347	0,19	0,21	3,88	-0,51	8,95	258,6
21	12	1	2	1	0	1	0,589	0,473	2,04	0,09	2,49	0,27	0,347	0,16	0,19	7,25	-2,64	29,67	162,1
26	12	1	2	1	0	1	0,561	0,381	1,60	0,08	3,15	0,44	0,347	0,18	0,21	10,07	-4,05	28,95	177,8
35	11	1	1	1	0	1	0,68	0,325	1,40	0,05	4,32	0,74	0,432	0,18	0,21	16,13	-11,02	51,47	144,0
30	11	1	1	1	0	1	0,682	0,359	1,19	0,04	4,40	0,76	0,541	0,21	0,25	14,34	-11,24	62,55	130,7
47	13	1	1	0	0	1	0,356	0,610	1,57	0,08	2,70	0,23	0,347	0,13	0,15	4,02	-1,87	32,95	172,2
46	13	1	1	1	0	1	0,359	0,593	1,65	0,08	2,70	0,23	0,347	0,13	0,15	4,35	-2,01	33,45	168,9
64	13	1	1	0	0	1	0,477	0,460	1,66	0,06	1,68	0,12	0,346	0,12	0,16	7,91	-4,61	44,06	150,3
65	13	1	1	1	0	1	0,488	0,484	1,68	0,07	1,65	0,12	0,347	0,13	0,18	6,87	-3,60	39,06	157,5
4	12	0	2	0	0	2	0,409	0,567	1,41	0,13	3,15	0,45	0,347	0,19	0,24	3,76	-0,74	14,67	215,9
8	11	0	1	0	0	2	0,363	0,657	1,22	0,14	2,90	0,39	0,347	0,19	0,21	2,77	-0,47	11,86	238,0
11	14	0	5	0	0	2	0,371	0,608	1,52	0,13	6,16	1,55	0,539	0,28	0,32	3,63	-0,67	14,32	210,1
19	12	1	2	1	0	2	0,528	0,416	1,74	0,08	2,00	0,20	0,347	0,14	0,18	8,86	-3,68	31,15	169,0
20	12	1	2	1	0	2	0,568	0,443	2,15	0,09	2,74	0,33	0,347	0,17	0,21	8,49	-3,10	30,67	157,2
23	12	1	2	1	0	2	0,528	0,454	1,72	0,10	2,89	0,38	0,347	0,18	0,21	7,12	-2,20	23,57	162,9
25	12	1	2	1	0	2	0,525	0,440	1,69	0,09	2,89	0,38	0,347	0,18	0,21	7,61	-2,68	26,38	178,5
32	11	1	1	1	0	2	0,601	0,381	1,81	0,08	4,50	0,78	0,432	0,15	0,21	11,09	-5,17	35,76	159,1
36	11	1	1	1	0	2	0,644	0,393	1,85	0,08	4,32	0,74	0,432	0,18	0,21	10,53	-4,89	35,86	158,1
37	11	1	1	1	0	2	0,617	0,346	1,76	0,07	4,32	0,74	0,432	0,18	0,21	13,61	-6,99	39,02	155,7
38	11	1	1	1	0	2	0,654	0,304	1,87	0,06	4,32	0,74	0,432	0,18	0,21	19,32	-11,38	47,68	140,1
39	11	1	1	1	0	2	0,632	0,306	1,80	0,07	4,32	0,74	0,432	0,18	0,21	18,22	-10,15	43,60	147,3
43	13	1	1	0	0	2	0,325	0,626	1,46	0,07	2,12	0,19	0,350	0,13	0,16	3,74	-1,83	33,62	174,6
44	13	1	1	0	0	2	0,294	0,671	1,53	0,09	2,12	0,19	0,350	0,13	0,16	3,16	-1,23	27,21	185,0
45	13	1	1	0	0	2	0,364	0,537	1,60	0,07	3,39	0,32	0,347	0,13	0,15	5,25	-2,50	34,06	169,2
56	11	0	3	1	0	2	0,599	0,399	1,68	0,09	4,04	0,85	0,542	0,26	0,36	9,22	-3,27	26,25	180,1
58	15	0	4	0	0	2	0,548	0,414	1,82	0,12	4,96	0,88	0,540	0,22	0,27	8,66	-2,01	19,02	186,5
62	13	1	1	1	0	2	0,436	0,502	1,56	0,08	2,14	0,17	0,347	0,13	0,16	5,88	-2,66	31,87	174,6
63	13	1	1	1	0	2	0,426	0,428	1,59	0,08	1,51	0,10	0,346	0,12	0,16	8,15	-3,65	31,91	173,3
70	15	0	4	2	4,32	2	0,584	0,433	1,76	0,18	6,13	2,03	0,540	0,37	0,43	7,59	-0,92	10,55	206,8
71	15	0	4	2	6,18	2	0,651	0,313	1,78	0,14	6,13	2,03	0,540	0,37	0,43	14,74	-2,44	14,03	198,3
72	15	0	4	2	1,17	2	0,584	0,382	1,52	0,16	6,13	2,03	0,540	0,37	0,43	9,11	-1,29	11,30	218,5
73	2	0	2	2	3,24	2	0,476	0,471	1,51	0,13	4,35	0,89	0,432	0,23	0,28	6,03	-1,15	14,56	212,0
75	12	0	2	2	7,8	2	0,64	0,402	1,83	0,10	4,35	0,89	0,432	0,23	0,28	9,40	-3,02	25,01	177,3
76	11	0	2	0	0	2	0,653	0,366	2,63	0,09	4,35	0,89	0,432	0,23	0,28	13,80	-5,06	33,96	142,4
85	14	0	5	1	0	2	0,4	0,610	1,84	0,09	4,15	0,62	0,435	0,19	0,23	4,11	-1,40	26,50	173,5
9	11	0	1	0	0	2	0,358	0,593	1,25	0,13	2,90	0,39	0,347	0,19	0,21	3,46	-0,65	13,16	231,7
5	12	0	2	0	0	4	0,417	0,541	1,36	0,14	3,15	0,45	0,347	0,19	0,24	4,33	-0,71	12,33	223,7
12	14	1	5	1	0	4	0,339	0,602	1,55	0,15	6,16	1,55	0,539	0,28	0,32	3,72	-0,57	12,31	212,5
14	11	0	1	0	0	4	0,404	0,469	1,28	0,11	2,90	0,39	0,347	0,19	0,21	5,65	-1,39	16,80	220,4
22	11	1	2	1	0	4	0,515	0,452	1,79	0,09	2,89	0,38	0,347	0,18	0,21	7,40	-2,53	26,27	175,6
31	11	1	1	1	0	4	0,568	0,421	1,85	0,09	4,40	0,76	0,541	0,21	0,25	8,79	-3,32	29,39	168,0
28	11	1	1	1	0	4	0,566	0,401	1,93	0,08	4,64	0,95	0,539	0,23	0,27	10,00	-4,09	32,38	160,7
42	13	1	1	0	0	4	0,327	0,590	1,64	0,08	3,62	0,42	0,346	0,15	0,16	4,33	-1,89	31,56	172,2
48	12	0	2	1	0	4	0,475	0,474	1,54	0,12	3,37	0,61	0,541	0,27	0,34	6,08	-1,45	17,92	202,3
61	13	1	1	1	0	4	0,429	0,524	1,63	0,08	2,52	0,23	0,347	0,14	0,16	5,53	-2,54	33,18	169,7
80	13	0	1	1	0	4	0,191	0,731	1,09	0,13	3,42	0,28	0,346	0,13	0,15	2,12	-0,39	12,11	249,4
82	14	0	5	1	0	4	0,398	0,543	1,69	0,13	3,99	0,70	0,434	0,21	0,23	4,83	-0,98	16,34	197,4
83	14	0	5	1	0	4	0,333	0,589	1,51	0,11	4,15	0,62	0,435	0,19	0,23	3,91	-1,01	18,89	202,2
84	14	0	5	1	0	4	0,333	0,588	1,49	0,12	4,15	0,62	0,435	0,19	0,23	3,88	-0,93	17,72	205,4
13	14	0	5	1	0	6	0,329	0,646	1,54	0,17	6,16	1,55	0,539	0,28	0,32	3,20	-0,42	10,70	217,2
15	11	0	1	0	0	6	0,329	0,608	1,25	0,16	2,90	0,39	0,347	0,19	0,21	3,26	-0,46	10,31	239,3
40	13	0	1	0	0	6	0,168	0,775	1,15	0,16	4,25	0,48	0,347	0,15	0,15	1,92	-0,28	9,98	250,2
41	13	0	1	0	0	6	0,142	0,808	1,11	0,18	4,87	0,47	0,346	0,13	0,16	1,73	-0,21	8,40	259,8
53	100	100	100	2	0	6	0,001	0,971	0,93	1,00						1,04	-0,02	1,14	328,2
59	13	0	1	1	0	6	0,287	0,635	1,23	0,11	3,35	0,32	0,346	0,14	0,17	3,02	-0,74	16,22	226,3
60	13	0	1	1	0	6	0,273	0,689	1,23	0,12	3,35	0,32	0,346	0,14	0,17	2,56	-0,55	14,72	229,3
81	13	0	1	1	0	6	0,197	0,744	1,09	0,14	3,42	0,28	0,346	0,13	0,15	2,04	-0,34	11,05	252,1
n° éch.	grains	comp.	prov.	tam.	TEL	défaut l	(cm)	d	ha	k'	r' (mm)	Wr	Wi	α	c (m/s)				
23	12	1	2	1	0	1	2	0,528	0,456	1,69	0,10	7	-2,3	24,220	183				
24	12	1	2	1	0	2	2	0,561	0,222	0,50	0,08	17	-7,2	17,160	312				
34	11	1	1	1	0	2	1	0,645	0,345	1,75	0,07	14	-6,9	38,630	156				
49	11	0	2	1	0	1	2	0,496	0,488	1,57	0,10	5,9	-1,9	23,380	191				
50	12	0	2	1	0	1	4	0,479	0,428	1,55	0,10	7,6	-2,4	22,560	192				
51	12	0	2	1	0	2	4	0,455	0,250	0,34	0,09	11	-3,8	11,840	403				
52	15	0	4	0	0	3	2	0,521	0,532	1,80	0,14	5,1	-0,8	14,000	197				
55	11	0	1	1	0	1	4	0,535	0,408	1,75	0,10	8,9	-2,5	22,360	184				
57	11	0	1	1	0	2	2	0,563	0,384	1,66	0,09	10	-3,9	28,650	177				
67	12	0	2	2	5,5	2	4	0,504	0,826	2,03	0,18	2,2	-0,3	11,280	193				
69	12	0	2	0	0	2	2	0,473	0,403	2,08	0,15	6,3	-1	12,590	213				
70	15	0	4	2	7,4	2	2	0,584	0,433	1,76	0,18	7,6	-0,9	10,550	207				
78	15	0	4	0	0	2	2	0,544	0,411	1,67	0,14	8,3	-1,5	14,450	202				

Chapitre III

Annexe 3.1.

Levé topographique de la section du couloir
où ont été réalisées les mesures de vitesse
par traitement d'images

Annexe 3.1

Le levé topographique de la section du couloir où les mesures de la vitesse à la surface de l'écoulement ont été réalisées, a été réalisé par une équipe de la Division Nivologie du CEMAGREF conduite par R. Burnet. La restitution de ce levé sur un plan a été réalisé par P. Kohler [Kohler, 1992].

Relevé topographique

Les coordonnées des points visés sont donnés par rapport à la position du théodolite. Les positions respectives de la caméra lors des trois déclenchements sont C1(99,48); 97,49; 97,55), C2(100,00;97, 82; 97,92) et C3(102,07; 101,21; 100,7).

points visés(X	Y	Z	*	X	Y	Z
				*	77,6	110,44	102,4
ancrage rive gauche	96,86	104,09	99,21	*	77,32	108,57	100,7
	96,54	100,87	96,79	*	77,6	106,6	98,56
	96,09	98,79	95,13	*	77,85	104,54	96,8
	95,38	97,22	93,62	*	78,38	103,96	96,21
	94,45	94,98	91,6	*	79,35	101,42	94,15
	92,12	96,43	91,4	*	79,26	99,79	92,78
	92,73	99,08	93,32	*	75,93	99,77	92,76
	93,03	101,47	94,96	*	77,15	99,3	92,37
	94,23	105,72	98,44	*	75,21	103,97	96,7
	91,8	107,75	98,98	*	75,23	105,59	98,21
	91,6	106,34	97,84	*	75,1	107,2	99,71
	90,93	104,3	95,95	*	75,03	109,89	102,2
	90,6	102,44	94,58	*	74,94	111,98	103,9
	90,38	100,36	93,22	*	71,26	111,05	103,5
	89,85	98,26	91,81	*	71,67	109,53	102,3
	89,22	96,07	90,39	*	71,82	107,99	100,7
bord aval gauche regard	87,36	96	90,57	*	72,12	106,28	98,98
point aval gauche socle	87,8	97,23	91,01	*	71,78	104,58	97,48
point aval droit socle	85,93	97,11	90,95	*	71,6	102,01	95,17
point amont gauche socle	88,21	101,63	93,51	*	71,67	100,1	93,63
point amont droit socle	85,89	101,5	93,22	*	71,69	98,03	92,06
coin bas amont aile	86,89	98,84	92,11	*	71,77	96,63	90,75
coin bas aval aile	86,79	97,43	91,32	*	68,48	96,66	91,37
coin haut amont aile	86,83	96,65	96,08	*	68,25	98,92	92,89
coin haut aval aile	86,81	95,27	95,34	*	68,14	101,28	95,15
	87,35	105,13	95,58	*	68,25	103,12	96,73
	87,12	107,99	98,02	*	68,53	105,96	98,93
	86,79	110,26	99,51	*	68,41	107,12	101
	84,63	110,67	100,45	*	68,54	109,58	102,7
	84,51	108,76	98,85	*	68,59	111,67	104,4
	84,32	107,35	98,11	*	64,67	111,74	104,8
	84,26	104,86	96,16	*	64,52	109,39	102,9
	83,94	102,83	94,58	*	64,92	107,12	101
	81,35	102,86	95,29	*	65,58	105,6	99,66
	81,27	101,27	94,03	*	65,91	103,37	96,89
ancrage rive droite	80,7	106,79	98,48	*	65,86	100,92	94,75
	80,61	108,65	101,92	*	65,98	98,22	92,75
	77,6	110,44	102,38	*	66,04	94,93	90,4
	76,57	97,26	90,78	*	63,32	96,34	91,41
	76,47	95,84	89,58	*	93,24	99,77	136,9
	73,01	95,92	89,92	*	62,4	100,74	95,26
	73,06	95,02	89,28	*	60,59	102,11	96,49
	72,66	97,01	90,99	*	61,43	105,07	99,11
	69,58	95,34	90,2	*	59,66	105,2	100,3
	69,07	93,45	88,98	*	58,62	106,91	101,9
rocher bas crête	64,26	92,52	88,78		58,86	109,39	103,9
					60,41	111,77	105,3
				rocher haut de crête	84,15	103,14	94,74

Chapitre III

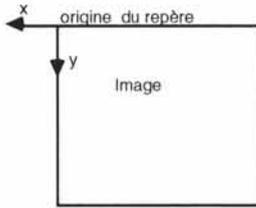
Annexe 3.2.

Tableaux des mesures de vitesses
et de hauteurs d'écoulement par traitement d'images

Annexe 3.2

Cette annexe regroupe les résultats des calculs que nous avons effectués pour déterminer la hauteur et la vitesse d'un écoulement avalancheux.

- La hauteur de la surface de l'avalanche du 11 Mars 1991 (voir tableau I) a été mesuré sur les images vidéo au droit du support de capteurs dont la hauteur, connue, nous a servi d'échelle des longueurs.
- La vitesse à la surface de l'écoulement de l'avalanche du 7 Janvier 1992 a été obtenue en utilisant le logiciel C-IMA. Les résultats des calculs sont présentés dans le tableau II. Pour restituer les mesures faites sur un plan image à un espace objet, nous avons utilisé 7 points caractéristiques du support de capteurs dont la position était connue dans l'espace image et l'espace objet. La matrice de transfert T de l'espace image vers l'espace objet a donc été déterminée à partir des matrices m et M (Le principe des calculs sont présentés dans le corps du rapport).



Repère utilisé par le logiciel C-IMA

La hauteur de l'écoulement était de 0,5m pour une hauteur de neige en place de 0,9 m).

les origines des différents espace sont le centre de l'image pour l'espace image et la position de la caméra pour l'espace objet. dans cet espace. Les coordonnées (en pixels) du point Mo, situé à la surface de l'écoulement, sur l'axe du couloir et au centre de la fenêtre d'intercorrélacion sont (256, 381) selon le repère utilisé par C_IMA (voir ci-contre)

M =	-4,546	15,240	-4,646
	-4,174	15,229	-5,320
	-3,932	15,223	-5,758
	-3,691	15,216	-6,196
	-3,449	15,210	-6,634
	-3,208	15,203	-7,071
	-2,966	15,196	-7,509
T =	1,0642	0,1973	0,0394
	-0,1278	0,9630	-0,2630
	-0,0635	0,2894	0,9779
m =	-0,038	0,28	-0,0075
	-0,0345	0,28	-0,0145
	-0,031	0,28	-0,0215
	-0,0275	0,28	-0,029
	-0,0225	0,28	-0,0375
	-0,0185	0,28	-0,0445
	-0,0155	0,28	-0,052

Les symboles utilisés sont :

dx : Déplacement moyen de l'information présente dans la fenêtre d'intercorrélacion selon l'axe ox (en pixels) (Repère C-IMA)

dy : Déplacement moyen de l'information présente dans la fenêtre d'intercorrélacion selon l'axe oy (en pixels) (Repère C-IMA)

h : Hauteur de l'avalanche comptée à partir du fond du couloir (m)

h_{liss} : Moyenne de cinq valeurs consécutives mesurées de la hauteur (m)

t : temps (s)

v : Vitesse de la surface de l'écoulement au point Mo (m/s)

v_{liss} : Moyenne de cinq valeurs consécutives mesurées de la vitesse (m/s)

Taleau I : hauteur de l'avalanche du 11 Mars 1991

t	h	hliss	t	h	hliss	t	h	hliss
0,00	1,40		4,80	1,30	1,32	11,04	0,90	0,96
0,00	1,40		4,88	1,30	1,32	11,20	0,90	0,98
0,08	1,60	1,54	4,96	1,30	1,30	11,36	1,10	0,98
0,16	1,60	1,58	5,04	1,30	1,28	11,52	1,00	0,98
0,24	1,70	1,64	5,12	1,30	1,26	11,68	1,00	0,94
0,32	1,60	1,70	5,20	1,20	1,26	11,84	0,90	0,88
0,40	1,70	1,84	5,28	1,20	1,24	12,00	0,70	0,84
0,48	1,90	1,96	5,36	1,30	1,24	12,16	0,80	0,80
0,56	2,30	2,08	5,44	1,20	1,24	12,32	0,80	0,80
0,64	2,30	2,16	5,52	1,30	1,24	12,48	0,80	0,84
0,72	2,20	2,20	5,60	1,20	1,22	12,64	0,90	0,86
0,80	2,10	2,14	5,68	1,20	1,22	12,80	0,90	0,86
0,88	2,10	2,10	5,76	1,20	1,24	12,96	0,90	0,86
0,96	2,00	2,08	5,84	1,20	1,28	13,12	0,80	0,86
1,04	2,10	2,12	5,92	1,40	1,30	13,28	0,80	0,84
1,12	2,10	2,14	6,00	1,40	1,30	13,44	0,90	0,82
1,20	2,30	2,16	6,08	1,30	1,30	13,60	0,80	
1,28	2,20	2,14	6,16	1,20	1,22	13,76	0,80	
1,36	2,10	2,10	6,24	1,20	1,12			
1,44	2,00	1,98	6,32	1,00	1,06			
1,52	1,90	1,92	6,40	0,90	1,04			
1,60	1,70	1,84	6,48	1,00	1,02			
1,68	1,90	1,78	6,56	1,10	1,02			
1,76	1,70	1,78	6,64	1,10	1,06			
1,84	1,70	1,80	6,72	1,00	1,10			
1,92	1,90	1,84	6,80	1,10	1,12			
2,00	1,80	1,90	6,88	1,20	1,12			
2,08	2,10	1,96	6,96	1,20	1,14			
2,16	2,00	1,98	7,04	1,10	1,14			
2,24	2,00	2,02	7,12	1,10	1,10			
2,32	2,00	2,04	7,20	1,10	1,04			
2,40	2,00	2,02	7,28	1,00	1,02			
2,48	2,20	2,04	7,36	0,90	1,02			
2,56	1,90	2,02	7,44	1,00	1,02			
2,64	2,10	2,00	7,52	1,10	1,04			
2,72	1,90	1,96	7,60	1,10	1,08			
2,80	1,90	1,96	7,68	1,10	1,14			
2,88	2,00	1,92	7,76	1,10	1,16			
2,96	1,90	1,90	7,84	1,30	1,18			
3,04	1,90	1,88	7,92	1,20	1,18			
3,12	1,80	1,82	8,00	1,20	1,18			
3,20	1,80	1,78	8,08	1,10	1,16			
3,28	1,70	1,74	8,16	1,10	1,14			
3,36	1,70	1,70	8,24	1,20	1,12			
3,44	1,70	1,66	8,32	1,10	1,06			
3,52	1,60	1,66	8,48	1,10	1,04			
3,60	1,60	1,62	8,64	0,80	1,00			
3,68	1,70	1,60	8,80	1,00	1,00			
3,76	1,50	1,60	8,96	1,00	0,98			
3,84	1,60	1,60	9,12	1,10	1,02			
3,92	1,60	1,56	9,28	1,00	1,00			
4,00	1,60	1,56	9,44	1,00	1,00			
4,08	1,50	1,56	9,60	0,90	0,98			
4,16	1,50	1,54	9,76	1,00	1,00			
4,24	1,60	1,52	9,92	1,00	1,00			
4,32	1,50	1,50	10,08	1,10	0,98			
4,40	1,50	1,48	10,24	1,00	0,96			
4,48	1,40	1,42	10,40	0,80	0,94			
4,56	1,40	1,40	10,56	0,90	0,92			
4,64	1,30	1,36	10,72	0,90	0,90			
4,72	1,40	1,34	10,88	1,00	0,92			

tableau II : Vitesse de l'avalanche du 7 janvier 1992

t	dx	dy	dy/dx	v	vliiss	t	dx	dy	dy/dx	v	vliiss
0,00	28	8	0,29	5,90		5,44	14	7	0,50	3,10	3,13
0,08	28	14	0,50	6,40		5,52	16	6	0,38	2,91	3,08
0,16	28	14	0,50	6,40	6,50	5,60	14	6	0,43	3,10	3,06
0,24	32	15	0,47	6,50	6,74	5,68	14	6	0,43	3,10	3,06
0,32	31	16	0,52	7,28	6,82	5,76	14	6	0,43	3,10	3,06
0,40	30	16	0,53	7,10	6,91	5,84	14	6	0,43	3,10	3,01
0,48	30	15	0,50	6,83	6,88	5,92	13	6	0,46	2,91	2,97
0,56	28	15	0,54	6,83	6,75	6,00	13	5	0,38	2,83	2,90
0,64	29	14	0,48	6,37	6,63	6,08	13	6	0,46	2,91	2,81
0,72	28	15	0,54	6,64	6,50	6,16	12	6	0,50	2,73	2,77
0,80	27	15	0,56	6,46	6,41	6,24	12	5	0,42	2,65	2,79
0,88	28	14	0,50	6,19	6,41	6,32	12	6	0,50	2,73	2,79
0,96	28	14	0,50	6,37	6,24	6,40	13	6	0,46	2,91	2,79
1,04	26	14	0,54	6,37	6,08	6,48	13	6	0,46	2,91	2,80
1,12	25	12	0,48	5,83	6,03	6,56	12	6	0,50	2,73	2,79
1,20	26	12	0,46	5,64	5,93	6,64	12	6	0,50	2,73	2,73
1,28	26	13	0,50	5,92	5,79	6,72	12	5	0,42	2,65	2,64
1,36	25	13	0,52	5,92	5,75	6,80	12	5	0,42	2,65	2,53
1,44	25	12	0,48	5,64	5,75	6,88	11	5	0,45	2,46	2,44
1,52	25	12	0,48	5,64	5,66	6,96	10	4	0,40	2,19	2,37
1,60	24	12	0,50	5,64	5,55	7,04	10	5	0,50	2,28	2,30
1,68	24	12	0,50	5,46	5,50	7,12	10	5	0,50	2,28	2,20
1,76	24	11	0,46	5,37	5,46	7,20	10	5	0,50	2,28	2,17
1,84	24	11	0,46	5,37	5,41	7,28	9	4	0,44	2,00	2,11
1,92	24	12	0,50	5,46	5,39	7,36	9	4	0,44	2,00	2,10
2,00	24	11	0,46	5,37	5,35	7,44	9	4	0,44	2,00	2,04
2,08	24	11	0,46	5,37	5,32	7,52	10	4	0,40	2,19	2,04
2,16	23	11	0,48	5,19	5,26	7,60	9	4	0,44	2,00	2,04
2,24	23	11	0,48	5,19	5,13	7,68	9	4	0,44	2,00	2,04
2,32	23	11	0,48	5,19	5,04	7,76	9	4	0,44	2,00	2,00
2,40	21	10	0,48	4,73	4,95	7,84	9	4	0,44	2,00	2,00
2,48	22	10	0,45	4,92	4,81	7,92	9	4	0,44	2,00	2,00
2,56	21	10	0,48	4,73	4,66	8,00	9	4	0,44	2,00	2,00
2,64	20	9	0,45	4,46	4,55	8,08	9	4	0,44	2,00	2,00
2,72	20	9	0,45	4,46	4,41	8,16	9	4	0,44	2,00	2,00
2,80	19	8	0,42	4,20	4,30	8,24	9	4	0,44	2,00	2,00
2,88	19	8	0,42	4,20	4,27	8,32	9	4	0,44	2,00	2,04
2,96	19	8	0,42	4,20	4,17	8,40	9	4	0,44	2,00	2,04
3,04	19	9	0,47	4,28	4,17	8,48	10	4	0,40	2,19	2,04
3,12	18	8	0,44	4,01	4,10	8,56	9	4	0,44	2,00	2,04
3,20	19	8	0,42	4,20	4,06	8,64	9	4	0,44	2,00	2,04
3,28	17	8	0,47	3,82	4,01	8,72	9	4	0,44	2,00	2,00
3,36	18	8	0,44	4,01	3,96	8,80	9	4	0,44	2,00	2,00
3,44	18	8	0,44	4,01	3,86	8,88	9	4	0,44	2,00	1,97
3,52	17	7	0,41	3,74	3,81	8,96	9	4	0,44	2,00	1,93
3,60	17	7	0,41	3,74	3,72	9,04	8	4	0,50	1,82	1,93
3,68	16	7	0,44	3,55	3,60	9,12	8	4	0,50	1,82	1,89
3,76	16	7	0,44	3,55	3,58	9,20	9	4	0,44	2,00	1,86
3,84	16	7	0,44	3,40	3,59	9,28	8	4	0,50	1,82	1,86
3,92	16	7	0,44	3,64	3,65	9,36	8	4	0,50	1,82	1,86
4,00	17	8	0,47	3,82	3,64	9,44	8	4	0,50	1,82	1,77
4,08	17	8	0,47	3,82	3,67	9,52	8	4	0,50	1,82	1,71
4,16	15	8	0,53	3,50	3,65	9,60	7	3	0,43	1,55	1,62
4,24	16	7	0,44	3,55	3,60	9,68	7	3	0,43	1,55	1,53
4,32	16	7	0,44	3,55	3,53	9,76	6	3	0,50	1,37	1,44
4,40	16	7	0,44	3,55	3,50	9,84	6	3	0,50	1,37	1,40
4,48	16	7	0,44	3,48	3,46	9,92	6	3	0,50	1,37	1,37
4,56	15	6	0,40	3,37	3,43	10,00	6	3	0,50	1,37	
4,64	15	7	0,47	3,37	3,37	10,08	6	3	0,50	1,37	
4,72	15	7	0,47	3,37	3,35						
4,80	15	7	0,47	3,29	3,35						
4,88	15	6	0,40	3,37	3,35						
4,96	15	7	0,47	3,37	3,32						
5,04	15	7	0,47	3,37	3,33						
5,12	14	7	0,50	3,19	3,33						
5,20	15	7	0,47	3,37	3,30						
5,28	15	7	0,47	3,37	3,24						
5,36	14	7	0,50	3,19	3,19						



"Études" du Cemagref, Équipements pour l'eau et l'environnement n° 16, **Instrumentation d'un site avalancheux - Olivier Marco** - © Cemagref 1995, 1^{re} édition, ISBN 2-85362-403-X. Dépôt légal 1^{er} trimestre 1995 - Coordonnateur de la série : Rémy Pochat, chef de département. Photo de couverture : O. Marco, Cemagref - Impression et façonnage : imprimerie Bialec, BP 3003, 54000 Nancy - Edition et diffusion : Cemagref-Dicova BP 22, 92162 Antony Cedex, tél. (1) 40 96 61 32 et Cemagref Grenoble, division *Protection contre les érosions*, BP 76, 38402 St-Martin-d'Hères, tél. 76 76 27 27. Diffusion aux libraires : TEC et DOC, 14, rue de Provigny, 94236 Cachan Cedex, tél. (1) 47 40 67 00
Prix : 210 F TTC.