

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

Mémoire

présenté

à

l'Institut national de la recherche scientifique

I.N.R.S.-Eau

comme exigence partielle

de la

Maîtrise es sciences (eau)

par

Suzanne Couture

La neige et la pollution atmosphérique:  
utilisation de la théorie de Kubelka-Munk pour établir  
un rapport entre l'albédo de la neige et la matière particulaire

Juin 1990

## RÉSUMÉ

L'objectif de recherche de cette thèse est d'utiliser la théorie de Kubelka-Munk pour déterminer les concentrations de matière particulaire dans le couvert de neige. La théorie de Kubelka-Munk met en équation la réflexion de la lumière sur un substrat qui, dans notre cas, est la neige. L'interaction de la lumière avec la neige dépend de la taille des cristaux de neige, de l'angle zénithal du soleil, du couvert nuageux, de l'épaisseur du couvert de neige et de la présence d'impuretés dans le couvert de neige.

L'albédo de la neige a été mesuré "in situ" sur des couverts de neige d'épaisseur semi-infini où les concentrations de matière particulaire variaient. Des échantillons de neige ont été recueillis et analysés pour leur contenu en impuretés.

Le coefficient d'absorption de la lumière par le couvert de neige, tel que calculé selon la théorie de Kubelka-Munk, montre une bonne relation linéaire avec les concentrations d'impuretés. Ces travaux démontrent qu'il est possible d'évaluer le contenu en matière particulaire par l'entremise des mesures d'albédo de la neige sur une échelle régionale, et ceci, suite à une initialisation du coefficient d'absorption des impuretés.

**ABSTRACT**

The objective of the research project was to apply the theory of Kubelka-Munk to snow in order to determine the in-pack concentrations of particulate impurities. The theory of Kubelka-Munk describes the reflection of light from a substrate (in this case the albedo of snow) which is dependant on such factors as crystal size, sun zenithal angle, cloud cover, snow depth and the presence of impurities.

The albedo was measured in situ and snow samples were taken for the analysis of particulate matter. The absorption coefficient of light within the snowpack as calculated by the theory of Kubelka-Munk shows a close linear relationship with the impurities concentrations.

The results show that it is now possible to evaluate the particulate impurities content of snow over regional scales by measurements of albedo, with however, the caveat that a value for the absorption coefficient of the impurities be assigned beforehand.

**REMERCIEMENTS**

Je tiens à remercier les employés et étudiants du laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement de l'université de Grenoble en France pour leur accueil chaleureux et leurs précieux conseils techniques sur l'échantillonnage de la neige. Je remercie également le laboratoire de l'I.N.R.S.-Eau et le département de géomatique et celui de foresterie de l'université Laval pour leur support technique. Des remerciements vont à monsieur Anthony Scallan de l'institut de recherche sur les pâtes et papiers de Pointe-Claire pour son information sur la théorie de Kubelka-Munk.

Enfin, un remerciement spécial va à monsieur Gérald Jones pour son aide indispensable et son bel enthousiasme tout au long de ce projet.

## TABLE DES MATIERES

<b>RÉSUMÉ</b>	ii
<b>ABSTRACT</b>	iii
<b>REMERCIEMENTS</b>	iv
<b>LISTE DES TABLEAUX</b>	vi
<b>LISTE DES FIGURES</b>	vii
<b>1 INTRODUCTION</b>	<b>1</b>
<b>2 ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR L'ALBÉDO DE LA NEIGE</b>	<b>5</b>
2.1 Généralités	5
2.2 Albédo et évolution du bilan énergétique des couverts de neige	5
2.3 Mesures d'albédo: Résultats des travaux antérieurs	8
<b>3 DÉVELOPPEMENT DES MODELES D'ALBÉDO: PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES</b>	<b>13</b>
3.1 Paramètres physiques du couvert de neige	13
3.1.1 La densité de la neige	13
3.1.2 La taille des cristaux de neige	14
3.1.3 Le contenu en eau dans le couvert de neige	15
3.1.4 L'épaisseur du couvert de neige	17
3.2 Paramètres météorologiques	18
3.2.1 L'angle zénithal du soleil et le couvert nuageux	18
3.3 Paramètres chimiques du couvert de neige	21

3.3.1	L'albédo et la présence d'impuretés dans la neige	21
3.3.2	Concentration et caractéristiques de la matière particulaire dans la neige	22
4	<b>LE MODELE DE KUBELKA-MUNK</b>	29
4.1	La théorie de Kubelka-Munk	29
4.1.1	La théorie de Stokes	29
4.1.2	Le poids de base et les équations de Kubelka-Munk	32
4.2	Application de la théorie de Kubelka-Munk au couvert de neige	35
5	<b>MATÉRIEL ET MÉTHODE</b>	39
5.1	Site d'étude	39
5.2	Mesures d'albédo	39
5.3	Mesures physico-chimiques du couvert de neige	42
5.4	Traitement des données	44
6	<b>RÉSULTATS</b>	45
7	<b>DISCUSSION</b>	58
7.1	Le coefficient d'absorption	60
7.2	Le coefficient de réflexion	61
7.3	Les sources d'erreurs et les recommandations	63
8	<b>CONCLUSION</b>	66
9	<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	67
	<b>ANNEXE 1</b>	71
	<b>ANNEXE 2</b>	73
	<b>ANNEXE 3</b>	77

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1	Résultats de la campagne d'échantillonnage de Grenfell et Perovich dans les montagnes Cascades de l'état de Washington (Grenfell <u>et al.</u> , 1981)	10
Tableau 2	Mesures d'albédo prises au pôle sud pour différents angles d'élévation et différents couverts nuageux (Carroll <u>et al.</u> , 1981)	20
Tableau 3	Mesures d'albédo et de densité effectuées sur le terrain	46
Tableau 4	Résultats des trois mesures de superficie ( $\text{mm}^2$ ) des particules présentes dans la neige d'un échantillon	48
Tableau 5	L'albédo en milieu semi-infini et en milieu fini (10 cm), le poids de base ( $w$ ), les coefficients de réflexion ( $s$ ) et d'absorption ( $k$ ) ainsi que les mesures de superficie des particules dans la neige en fonction du volume et en fonction du poids	52

## LISTE DES FIGURES

Figure 1	Comparaisons des mesures d'albédo prises à différents endroits sur la planète et des résultats du modèle de Wiscombe et Warren. (Wiscombe <u>et al.</u> , 1980a)	9
Figure 2	Évolution de l'albédo (A) de différentes surfaces terrestres sous couvert de neige (du 14 fév. au 3 mars) et pour des conditions sans neige (24 mars), (Robinson et Kukla, 1984)	12
Figure 3	Albédo de la neige en fonction de la racine carré du diamètre du grain de neige pour six longueurs d'onde. (Grenfell <u>et al.</u> , 1981)	16
Figure 4	Exemple d'un mélange externe (a) et d'un mélange interne (b) d'air de suie et de glace. (Chylek <u>et al.</u> , 1983)	25
Figure 5	Données expérimentales de Woo et Dubreuil (1985) mettant en relation l'albédo de la neige et son contenu en poussière	27
Figure 6	Interaction d'un rayon de lumière avec une strate d'un substrat placée au dessus d'un fond noir. (Scallan, 1985)	30
Figure 7	Interaction d'un rayon de lumière avec deux strates d'un substrat placé au dessus d'un fond noir. (Scallan, 1985)	30
Figure 8	Situation géographique des points d'échantillonnage dans l'agglomération urbaine de Québec	40
Figure 9	Albédo de la neige en fonction de la mesure de superficie des particules ( $160 \mu\text{m}$ ) présentes dans un échantillon de neige	50

## LISTE DES FIGURES (suite)

Figure 10	Coefficient d'absorption de la neige calculé selon la théorie de Kubelka-Munk, en fonction de la superficie des particules ( $<160 \mu\text{m}$ ) présentes dans un volume de neige donné	53
Figure 11	Coefficient d'absorption de la neige calculé selon la théorie de Kubelka-Munk, en fonction de la superficie des particules ( $<160 \mu\text{m}$ ) présentes dans un poids de neige donné	54
Figure 12	Coefficient de réflexion de la neige calculé selon le modèle de Kubelka-Munk, en fonction de la superficie des particules ( $<160 \mu\text{m}$ ) présentes dans un volume de neige donné	56
Figure 13	Coefficient de réflexion de la neige calculé selon le modèle de Kubelka-Munk, en fonction de la superficie des particules ( $<160 \mu\text{m}$ ) présentes dans un poids de neige donné	57

## 1 INTRODUCTION

La neige est une composante importante dans le système climatique terrestre. A cause des fortes mesures d'albédo qu'elle peut engendrer (une neige fraîchement tombée atteint les plus grandes valeurs d'albédo que toutes autres surfaces naturelles sur terre), ainsi que de ses propriétés thermiques et radiatives, elle interagit de plusieurs façons au sein du système climatique.

Un des processus d'échange de chaleur entre une surface de neige et l'atmosphère s'effectue par les transferts radiatifs. La neige bénéficie le jour du rayonnement solaire dont le spectre s'étend des ultra-violets aux infra-rouges. Ce rayonnement est en partie réfléchi, en partie absorbé et en partie transmis. Le fractionnement du rayonnement incident en ces trois composantes dépendra essentiellement du type de neige en surface. La fraction absorbée est transformée en calories qui serviront à élever la température de la neige et à la faire fondre lorsque le couvert atteindra 0°C.

D'autre part la neige se comporte comme un excellent corps noir. Un corps noir absorbe tout rayonnement à sa surface et dans le cas de la neige, une absorption pratiquement complète se produit dans l'infrarouge ( $>1,5 \mu\text{m}$ ). De plus, selon la loi de Stefan-Boltzmann, la neige émet en permanence un rayonnement infra-rouge. Cette perte d'énergie aboutit à une baisse de sa température. Si le jour cette perte peut être compensée par le rayonnement solaire, il n'en va pas de même pour la nuit.

La compréhension de la réflexion, de l'absorption et de la transmission de la radiation solaire par la neige est importante pour plusieurs applications. Une première application consiste à calculer le bilan énergétique au niveau de la planète. En effet, la proportion de la surface de la terre qui est recouverte de neige varie de 7,5 % au

mois d'août à 15 % au mois de décembre, ce qui implique en valeur absolue une superficie de  $10 \times 10^6 \text{ km}^2$  en été et d'environ  $60 \times 10^6 \text{ km}^2$  en hiver (Kukla, 1980). Il devient donc évident que la neige joue un rôle important dans le calcul du bilan radiatif à l'échelle de la planète.

Une deuxième application consiste à calculer le bilan énergétique à l'intérieur d'un couvert de neige. Ces calculs sont importants au niveau hydrologique puisque les modèles de fonte d'un bassin versant sont souvent élaborés à partir de l'énergie qui est réfléchi (l'albédo), celle-ci étant facile à mesurer. Selon Wiscombe et Warren, (1980a), la radiation est la composante dominante du bilan énergétique à la surface d'un couvert de neige durant la période de fonte. La possibilité de calculer l'albédo de la neige est donc importante pour prédire les fontes saisonnières et le ruissellement engendré par ces fontes.

L'albédo de la neige est un paramètre de base pour les modèles de fonte. Cependant, plusieurs caractéristiques de la neige le font varier. Ainsi l'angle du soleil, le couvert nuageux, l'épaisseur du couvert de neige, la taille des cristaux de neige et finalement la quantité d'impuretés présentes dans le couvert de neige sont des caractéristiques qui font varier l'albédo de la neige. La variation de l'albédo de la neige en fonction de ses impuretés devient de plus en plus importante à étudier étant donné l'évolution croissante des activités industrielles de l'homme. Ces activités génèrent des polluants atmosphériques qui se déposent principalement sur la neige des régions tempérées de l'hémisphère nord. De ces polluants atmosphériques, c'est essentiellement ceux provenant de la combustion des carburants fossiles qui influencent l'albédo de la neige (suie). D'un point de vue plus pratique, l'ajout d'impuretés sur des champs de neige voués à l'agriculture accélère la fonte et améliore la gestion des champs agricoles (Tindall et Dewey, 1987).

Si plusieurs tentatives de modélisation de la réflexion et de l'absorption de la lumière par la neige existent, les données expérimentales sont, par contre, peu nombreuses. Ces données expérimentales sont pourtant essentielles à la calibration des modèles.

Le premier objectif de cette recherche est donc d'acquérir des données expérimentales sur la variation de l'albédo en fonction de différentes quantités d'impuretés dans la neige et d'analyser la relation existant entre ces deux paramètres. Pour ce faire, les autres caractéristiques dont dépend l'albédo de la neige doivent être gardés constants. Ces travaux devraient résulter en un modèle qui relie l'albédo de la neige à différentes concentrations d'impuretés que l'on retrouve dans un couvert de neige.

Le deuxième objectif est de traduire les rapports entre l'albédo et la matière particulaire dans une expression qui relie l'absorption de la lumière directement à un paramètre de quantification du contenu en particules. Afin d'atteindre le deuxième objectif nous avons postulé comme hypothèse de base que la réflexion de la lumière par la neige se conforme au modèle de Kubelka-Munk. La théorie de Kubelka-Munk est utilisée pour décrire les interactions entre la lumière et un solide dont la structure est homogène. Ce modèle considère le substrat étudié comme une infinité de strates infiniment minces où le rayon de lumière est transmis, réfléchi ou absorbé. Pour la caractérisation du substrat on a choisi un paramètre qu'on nomme poids de base et qui équivaut, dans notre cas, à la densité de la neige.

Le calcul des coefficients de réflexion, de transmission et d'absorption de la lumière par la neige à partir des équations de Kubelka-Munk doit donc permettre de quantifier les concentrations d'impuretés dans la neige. Le calcul du coefficient d'absorption aura tendance à varier avec les concentrations d'impuretés et c'est cette

variation qui indiquera la teneur d'impuretés dans la neige.

Plusieurs hypothèses doivent être posées pour les fins de cette recherche. Tel que cité ci-haut nous devons d'abord supposer que la neige se comportera selon la théorie de Kubelka-Munk en ce qui a trait aux caractéristiques optiques du substrat. La seconde hypothèse dérive de la première et suppose que le grain de neige est responsable de la réflexion de la lumière tandis que les particules de couleur plutôt noire qui sont présentes dans le couvert de neige sont responsables de l'absorption de la lumière. Finalement, la troisième hypothèse assume que le coefficient de réflexion des grains de neige ayant un même diamètre peut être considéré comme constant et que la quantité de lumière réfléchie par la neige est dépendante de la quantité de lumière qui est absorbée.

Le chapitre suivant décrira l'évolution d'un couvert de neige à partir d'un bilan thermique ainsi que les résultats des travaux antérieurs s'intéressant à l'albédo de la neige. Puis, viendra la description des paramètres physiques et physico-chimiques de la neige influençant l'albédo.

Le troisième chapitre explique le modèle de Kubelka-Munk ainsi que l'application de cette théorie au couvert de neige. La méthodologie employée est expliquée au chapitre 5. Les résultats de la campagne d'échantillonnage ainsi qu'une discussion sont présentés en dernière partie.

## 2 ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR L'ALBÉDO DE LA NEIGE

### 2.1 Généralités

Le terme albédo se réfère à un rapport entre la radiation réfléchie et la radiation solaire incidente. Les termes réflectivité et réflectance sont parfois utilisées mais celles-ci font référence à une longueur d'onde ou une étroite bande spectrale donnée. L'albédo serait donc la réflectivité intégrée sur une bande spectrale comme par exemple le visible (Kukla, 1980). En théorie les mesures d'albédo atteignent leurs valeurs maximum dans le visible (0,3 à 0,7  $\mu\text{m}$ ) et commencent à diminuer considérablement dans l'infrarouge (0,8 à 1,5  $\mu\text{m}$ ) pour demeurer basses à des longueurs d'onde plus grandes (Wiscombe et Warren, 1980a). C'est donc dire que l'albédo est dépendant des longueurs d'onde. Les auteurs Liljequist (1956), Holmgren (1971) et Grenfell et Maykut (1977) s'entendent pour dire qu'effectivement les valeurs d'albédo atteignent leurs maxima entre 0,4 et 0,6  $\mu\text{m}$  mais ne s'entendent pas sur les valeurs absolues.

### 2.2 Albédo et évolution du bilan énergétique des couverts de neige.

Une neige fraîchement tombée à une température de  $-10^{\circ}\text{C}$  a une faible densité qui augmentera avec le temps par des processus tel le tassement (gravité et/ou vent), la fonte et la recristallisation. Lors du passage d'une masse d'air chaud, il y a fonte seulement à la surface du couvert de neige (la neige ayant une faible conductivité thermique). Cette eau de fonte percole dans le couvert et regèle plus profondément, là où elle rencontre des conditions de température en dessous de  $0^{\circ}\text{C}$ . Cette recristallisation augmente la taille des cristaux de neige tout en fournissant de l'énergie (énergie latente) au couvert de neige lors du changement de phase eau-glace. Ce processus continuera jusqu'à ce que la température soit de  $0^{\circ}\text{C}$  uniformément dans le couvert de neige.

A cette étape, la neige est composée de grains ronds de 2 à 5 mm de diamètre et le couvert de neige contient de l'eau liquide sous l'une des formes suivantes. Il contient premièrement une couche d'eau quasi liquide qui entoure les cristaux de neige et qui ne sera disponible pour le ruissellement que lorsque les cristaux seront fondus. Puis vient l'eau de capillaire qui est retenue dans les pores du couvert et qui ruissellera au fur et à mesure que les pores augmenteront en diamètre. Finalement, le couvert contient de l'eau de gravité qui percole librement (Eagleson, 1970). Lorsque le couvert de neige contient une quantité maximale d'eau hygroscopique et d'eau de capillaire, il atteint un état de capacité au champs. L'écoulement de fonte ne se fait qu'une fois ces conditions remplies (Dunne et Leopold, 1978). Sous de telles conditions de température (isotherme 0°C), de texture (grains ronds), et d'humidité (capacité au champs), tout autres apports énergétiques engendrera un écoulement à la base du couvert de neige.

Selon Dunne et Leopold (1978), la contribution des divers processus de fonte se distribue comme suit:

Rayonnement.....	58,2%
Chaleur sensible.....	25,4%
Chaleur latente.....	16,2%
Précipitations.....	0,2%

En regroupant tous les processus énergétiques qui affectent le couvert de neige on obtiendra le bilan énergétique de la surface de la neige à l'aide de l'équation suivante:

$$Q_{rs} + Q_{rl} + Q_e + Q_c + Q_s + Q_p + Q_n = 0 \quad (1)$$

où

$Q_{rs}$  = Rayonnement solaire net de courtes longueur d'onde à l'interface neige-air

$Q_{rl}$  = Rayonnement net de longues longueur d'onde à l'interface neige-air.

$Q_e$  = Gain ou perte de chaleur par sublimation, condensation ou évaporation à l'interface neige-air.

$Q_c$  = Transfert convectif de chaleur sensible à l'interface neige-air.

$Q_s$  = Transfert de chaleur sensible par conduction provenant de l'interface neige-sol.

$Q_p$  = Advection de chaleur ou de froid par les précipitations.

$Q_n$  = Energie disponible pour réchauffer ou fondre la neige.

Les composantes de l'équation peuvent être exprimées en  $\text{cal/cm}^2/\text{unité de temps}$ . Un signe positif ou négatif sera attribué à chaque processus selon qu'il donne ou non de l'énergie au couvert de neige.

On peut établir  $Q_{rs}$  par la formule suivante;

$$Q_{rs} = (1-A) R_g \quad (2)$$

où

$A$  = L'albédo de la neige pour le rayonnement solaire.

$R_g$  = Le rayonnement solaire global incident à la surface de la neige.

Cette équation convient pour des aires ouvertes, c'est-à-dire sans couvert forestier. Sous des conditions atmosphériques froides comme celles que l'on rencontre régulièrement durant la saison hivernale, le rayonnement net dans l'infrarouge est habituellement négatif et il peut le rester même au cours de la période de fonte. Ce phénomène s'explique par le fait que la neige est un excellent corps noir et qu'elle émet en permanence un rayonnement infrarouge. Pour émettre ce rayonnement la neige utilise ces calories et contribue ainsi à abaisser sa température. Cette perte

d'énergie peut être considérable par rapport aux autres composantes de l'équation 2.

L'advection d'énergie par les précipitations peut être évaluée comme suit;

$$Q_p = P * T_a * C_w * d_w \quad (3)$$

où

P = Hauteur des précipitations (cm).

T<sub>a</sub> = Température de l'air (°C).

C<sub>w</sub> = Chaleur spécifique de l'eau.

d<sub>w</sub> = Densité de l'eau (g/cm<sup>3</sup>).

Le transfert de chaleur sensible à l'interface neige-air est contrôlé par la direction du gradient de température entre la surface de la neige et l'air au-dessus. Selon Gray et O'Neil (1973), l'apport de chaleur sensible au bilan énergétique d'un couvert de neige augmente au cours de la saison. En effet, cet apport devient considérablement important par rapport à la radiation lorsque le couvert est discontinu. Selon Prowse et Owens (1982), le transfert de chaleur à l'interface neige-sol est très faible, voire négligeable. Lorsque la neige fond, de l'évaporation ou de la condensation se produit à sa surface suivant la direction du gradient de tension de vapeur.

### 2.3 Mesures d'albédo: résultats des travaux antérieurs.

La figure 1 compare des mesures de réflectivité de la neige prises à différents endroits sur la planète et des valeurs théoriques de réflectivité obtenues par l'entremise d'un modèle sur le bilan énergétique de la neige élaboré par Wiscombe et Warren, (1980a; b). Liljequist (1956) a mesuré la réflectivité de la neige pour quatre longueurs d'onde différentes à Maudheimen dans l'Antarctique. Holmgren (1971) a lui aussi mesuré la réflectivité à quatre longueurs d'onde précises mais aussi pour quatre neige

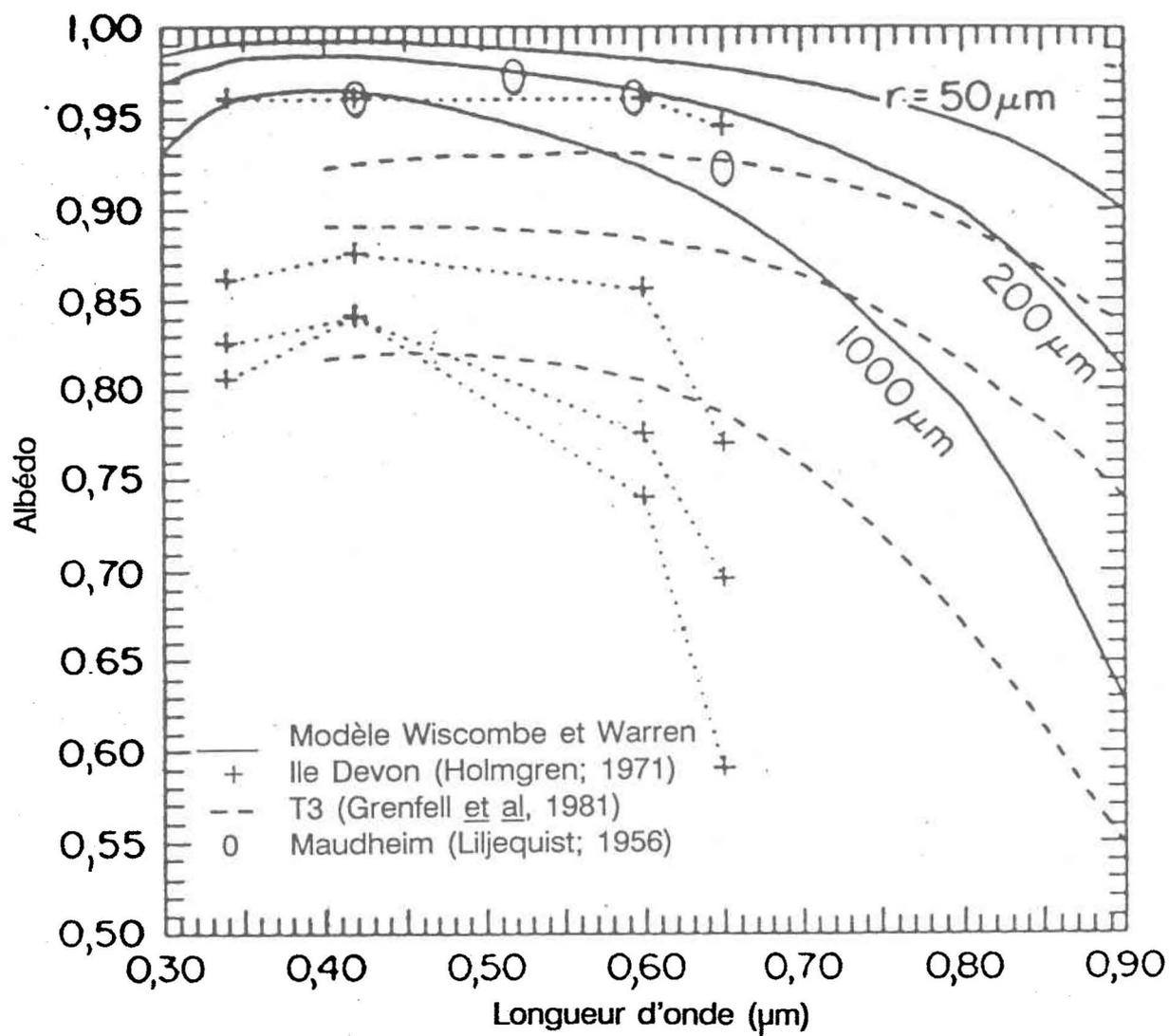


Figure 1 Comparaisons de mesures d'albédo prises à différents endroits sur la planète et des résultats du modèle de Wiscombe et Warren. (Wiscombe et al., 1980a)

différentes, trouvées dans les archipels canadiennes (75° de latitude). Finalement Grenfell et Maykut, (1977) ont utilisé un spectrophotomètre portatif pour mesurer la réflectivité de trois neiges différentes pour des longueurs d'onde allant de 0,4 à 0,9  $\mu\text{m}$ . Ces mesures ont été prises sur l'île T3 dans l'océan Arctique. Une campagne de mesures entreprise par Grenfell et al., (1981) rapporte des mesures d'albédo de la neige des chaînes de montagnes Cascades dans l'état de Washington. Cette campagne a débuté le 13 mars 1980 après une chute de neige de 0,4 m, et s'est prolongée jusqu'au début de la période de fonte. Les mesures furent prises sous des conditions nuageuses. La taille des cristaux de neige et la concentration d'impuretés présentes dans la neige furent aussi évaluées. La tableau 1 montrent les mesures expérimentales de Grenfell et al., (1981). Woo et Dubreuil, (1985) ont étudié l'albédo de la neige dans les régions arctiques en fonction du contenu en poussière dans le couvert de neige pour en établir une relation empirique.

Si les valeurs théoriques de réflectivité issues pour la plupart des modèles de bilan énergétique sont nombreuses, les mesures prises sur le terrain sont par contre rares et souvent mal définies quant aux conditions atmosphériques et à l'état de la surface neigeuse.

Tableau 1 Résultats de la campagne d'échantillonnage de Grenfell et al. (1981) dans les montagnes Cascades de l'état de Washington.

No	Date	Épaisseur du couvert de neige (m)	Diamètre du grain de neige (mm)	Contenu en impuretés (ppm)	Densité (g/cm <sup>3</sup> )	Albédo
A	13/03/80	0,7	0,025- 0,05	-	0,20	0,87
B	18/03/80	0,3	0,04 - 0,06	0,022	0,18	-
C	26/03/80	>0,5	0,05 - 0,08	0,059	0,41	0,74
D	28/03/80	>0,5	0,13 - 0,25	-	0,36	0,82
E	17/04/80	>0,5	0,38 - 1,0	<500	0,48	0,65

Plus récemment c'est l'intérêt des mesures prises par satellites qui a augmenté, puisque celles-ci s'avèrent riches en information et surtout rapide d'accès. Robinson et Kukla (1984) ont travaillé sur la progression de la fonte des neiges à l'aide de la télédétection. Sur le terrain les mesures sont essentiellement prises en aire découverte, par contre la télédétection permet d'étudier différentes surfaces et de les comparer. En effet la figure 2 montre des mesures d'albédo prises par un pyranomètre installé dans un avion volant à 200 m d'altitude pour différentes utilisations du territoire de la région septentrionale de l'état de New-York. Selon Kukla (1980), les terrains homogènes comme les pelouses, l'eau et les champs de neige permettent une mesure d'albédo au sol. Par contre, l'albédo des surfaces hétérogènes comme les forêts, les régions montagneuses ou les faciès agricoles doivent être mesurés par avion. Selon Dozier et al. (1981) les observations satellite de la neige dans l'infrarouge peuvent être utilisées pour évaluer la taille des cristaux de neige. En effet la réflectivité de la neige est très sensible à la taille des cristaux entre 1  $\mu\text{m}$  et 1,2  $\mu\text{m}$ . Pour étudier les propriétés de la neige au moyen de la télédétection, une modélisation des propriétés optiques de la neige s'avère nécessaire. Cette modélisation doit tenir compte de tous les paramètres pouvant faire varier l'albédo de la neige dans la réalité. Plusieurs études ont été entreprises (Bohren et Barkstrom, 1974; Bergen, 1975; Wiscombe et Warren, 1980a; b; Grenfell et al., 1981; Choudhury, 1981; Drake, 1981; Dozier et al., 1981; Carroll et Fitch, 1981; Chylek et al., 1983; Woo et Dubreuil, 1985) pour identifier ces paramètres ainsi que leur influence sur l'albédo de la neige. Beaucoup de tentatives ont été faites pour modéliser ces paramètres dont la plus connue est celle de Wiscombe et Warren, (1980a; b). Les paramètres qui semblent être impliqués dans la variation de l'albédo de la neige sont la densité de la neige, le contenu en eau de la neige, la taille des cristaux de neige, l'angle zénithal du soleil, le couvert nuageux, l'épaisseur du couvert de neige et finalement les concentrations d'impuretés présentes dans le couvert de neige. La prochaine partie documente ces paramètres et explique leur influence sur l'albédo de la neige.

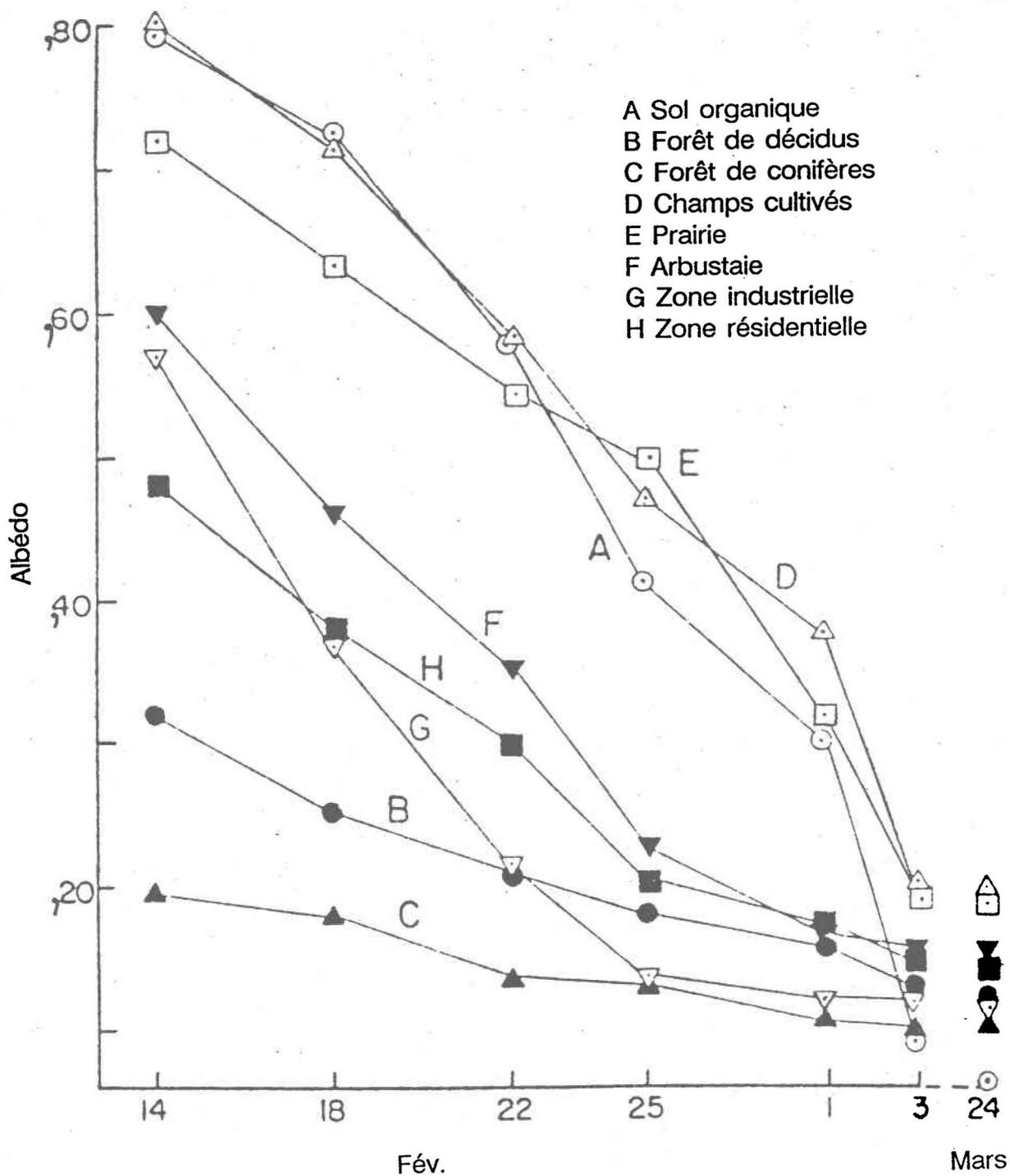


Figure 2 Évolution de l'albédo (A) de différentes surfaces terrestres sous couvert de neige (du 14 fév. au 3 mars) et pour des conditions sans neige (24 mars), (Robinson et Kukla, 1984)

### 3 DÉVELOPPEMENT DES MODELES D'ALBÉDO: PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES.

#### 3.1. Paramètres physiques du couvert de neige.

##### 3.1.1. La densité de la neige

Un modèle élaboré par Bergen (1975) suggère que pour les grains plus grands que 1,5 mm, la densité de la neige est le facteur gouvernant l'albédo. L'auteur a établi une relation à partir de la réflectivité d'un interface air-glace ( $r_0$ ), du coefficient d'absorption de la glace pure ( $k'_\lambda$ ) à une longueur d'onde ( $\lambda$ ), de la densité de la glace ( $\rho_i$ ) et de la surface totale des interfaces air-glace par unité de volume de neige (S).

$$\alpha_\lambda = r + \beta(1-r)^2 (1-r\beta)^{-1} \quad (4)$$

où  $\alpha_\lambda$  = la réflectivité à la longueur d'onde  $\lambda$

$$\beta = (k_\lambda + r - \phi) / r \quad (5)$$

$$\phi = (k_\lambda^2 + 2k_\lambda r)^{1/2} \quad (6)$$

$$k_\lambda = k'_\lambda (\rho/\rho_i) \quad (7)$$

où  $\rho$  = la densité de la neige

$$r = r_0 S/3 \quad (8)$$

Les recherches de Bergen (1975) et de Arai (1966) montrent que l'albédo de la neige est relié à la densité de celle-ci. Cependant la densité de la neige peut facilement être corrélée à d'autres facteurs comme par exemple l'âge de la neige ou la taille des cristaux de neige. Dans le modèle de Bergen (1975), le fait d'utiliser le paramètre "S" (surface totale des interfaces air-glace par unité de volume de neige) donne à conclure que la dépendance entre l'albédo de la neige et sa densité pourrait être interprétée

comme une relation entre l'albédo et la taille des cristaux de neige (Warren, 1982). Bohren et Barkstrom (1974) ont effectué une expérience pour prouver la faible influence de la densité sur l'albédo. Ils ont mesuré l'albédo d'un champs de neige avant et après le passage d'une motoneige. Le passage de la motoneige a fait augmenter la densité de la neige ( de  $0,05 \text{ g/cm}^3$  à  $0,2 \text{ g/cm}^3$ ) sans pour autant changer la taille des cristaux de neige. La différence entre les deux mesures d'albédo prises avant et après le passage de la motoneige n'était pas significative. En nature, une augmentation naturelle de la densité de la neige est habituellement accompagnée d'une augmentation de la taille des cristaux de neige.

### 3.1.2. La taille des cristaux de neige

Les modèles de bilan énergétique basés sur l'albédo de la neige supposent que les cristaux de neige sont sphériques. Un problème se pose donc lorsque, dans la réalité, les cristaux ne possèdent pas cette forme. En étudiant le problème, Gidding et LaChapelle (1961) ont déclaré que la meilleure estimation du diamètre du cristal de neige serait le rapport entre le volume et la surface du grain. Cependant il est souvent avantageux pour de tel modèle de supposer la sphéricité du grain. Le cristal perd très rapidement sa délicate forme étoilée soit lors de sa chute, soit à cause du vent ou tout simplement par tassement. Avec le temps, tout cristal de neige tend vers une forme sphérique (Sergent et al., 1984).

Des observations (Nakaya, 1954; LaChapelle, 1969) ont montré l'augmentation en taille du cristal de neige avec l'âge. D'autres observations (Grenfell et al., 1981) ont montré la diminution de l'albédo lorsque la taille des grains de neige augmente. Un photon sera réfléchi lorsqu'il traversera un interface air-glace et absorbé s'il passe à travers le cristal. Une augmentation dans la taille des cristaux de neige augmente donc le nombre d'opportunités d'un photon à être absorbé en diminuant le nombre

d'interfaces air-glace.

Lorsque l'on étudie la taille des grains de neige en fonction de la profondeur du couvert, on s'aperçoit que la taille des grains varie de moins de 50% dans les 10 à 20 premiers cm (Wiscombe et Warren, 1980a). Selon Warren (1982), la variation de la taille des grains de neige en fonction de la profondeur peut faire varier l'albédo uniquement si cette variation est rapide. Par exemple, une mince couche de neige nouvelle reposant sur une couche de vieille neige.

Selon Wiscombe et Warren (1980a), l'effet de la taille d'un cristal de neige se fait sentir plus nettement dans la zone du proche-infrarouge. La réflectance de la neige est très sensible à la taille des cristaux entre les longueurs d'onde 1 et 1,2  $\mu\text{m}$ . Des mesures expérimentales de Grenfell et al. (1981) sont montrées à la figure 3. La figure représente la réflectivité en fonction de la taille des grains de neige pour cinq différentes longueurs d'onde pour une série d'observations prises au début du printemps 1980 à 3000 pieds d'altitude dans les montagnes Cascades de l'état de Washington. Les barres horizontales représentent  $\pm 2/3$  de la gamme des diamètres des grains de neige observés par rapport à la moyenne.

### 3.1.3. Le contenu en eau dans le couvert de neige

Des mesures sur le terrain (Grenfell et Maykut, 1977) montrent que l'albédo diminue avec le contenu en eau dans le couvert de neige. Cependant le remplacement de l'air par l'eau dans le couvert de neige, agit comme s'il y avait augmentation de la taille des cristaux de neige (Wiscombe et Warren, 1980a). On peut donc associer le contenu en eau d'un couvert de neige à la taille des grains de neige. Pour appuyer ces affirmations, une expérience fut effectuée par O'Brien et Munis (1975). Ceux-ci ont mesuré l'albédo d'un champs de neige dans l'infrarouge après le passage d'une masse

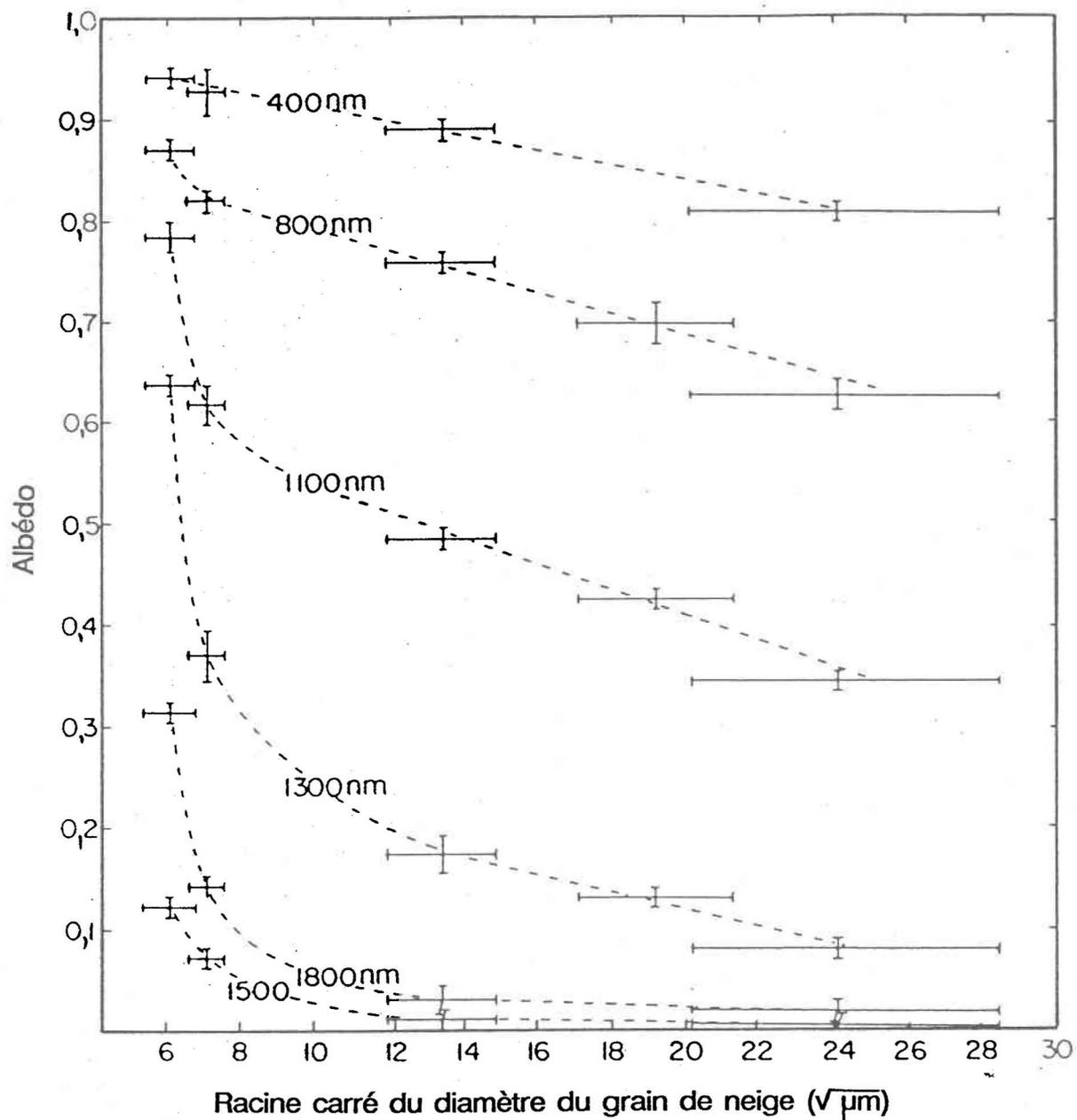


Figure 3 Albédo de la neige en fonction de la racine carré du diamètre du grain de neige pour six longueurs d'onde (Grenfell *et al.*, 1981)

d'air chaud et ont observé une diminution considérable de l'albédo. Par contre, il n'y eu aucun changement notable de l'albédo lorsque le même champs de neige regela. Même lorsque les ponts que l'eau de fonte établi entre les grains de neige sont gelés, la taille effective des grains de neige ne varie pas. Les auteurs ont tiré comme conclusion que le contenu en eau n'était pas un facteur prédominant dans la variation de l'albédo et que des valeurs faibles d'albédo dans l'infrarouge indiquerait que la surface a fondue mais pas nécessairement qu'elle est entrain de fondre.

Dozier et al. (1981) prétendent qu'il n'existe aucun lien entre le contenu en eau dans la neige et son albédo. Le contenu en eau dans la neige dépasse rarement 5 à 6%. Cette petite quantité d'eau n'affecte en rien les propriétés d'absorption ou de réflexion de la neige.

L'obtention de la meilleure information sur le contenu en eau dans un couvert de neige se fait par le biais des micro-ondes.

#### **3.1.4. L'épaisseur du couvert de neige.**

Schlatter (1972) indique qu'une épaisseur de 50 cm est nécessaire pour que le couvert de neige soit semi-infini. Bergen (1975) indique une épaisseur de 30 cm et Grenfell et al. (1981) une épaisseur de 10 à 20 cm. Un couvert de neige est semi-infini lorsque la surface en-dessous influence en rien la mesure d'albédo.

Selon le modèle de Wiscombe et Warren (1980a), il suffit de 20 cm de neige nouvelle d'une densité de  $0,1 \text{ g/cm}^3$  pour atteindre une épaisseur semi-infinie et de 50 cm de neige en période de fonte d'une densité de  $0,4 \text{ g/cm}^3$ . Une mince couche de neige peut être d'épaisseur semi-infinie dans l'infrarouge tandis qu'un couvert deux fois plus épais est requis pour atteindre cette épaisseur semi-infinie dans le visible. L'effet

d'une mince couche de neige sur l'albédo sera plus important dans le visible où la radiation pénètre plus profondément. Il a été démontré, par des études sur l'albédo en prairies canadiennes (O'Neil et Gray, 1972), qu'au cours de la période de fonte, la variation de l'albédo d'un mince couvert de neige est de plus en plus contrôlée par le sol en-dessous.

### **3.2. Paramètres météorologiques.**

#### **3.2.1 L'angle zénithal du soleil et le couvert nuageux.**

Hubley (1955) a trouvé que l'albédo augmente avec l'angle zénithal du soleil. Les mêmes conclusions ont pu être tirées par Bryazgin et Koptev (1969) en Arctique et par Rusin (1961) en Antarctique. Warren (1982) explique le phénomène par le fait que la moyenne des photons rencontre une possibilité d'être réfléchi proche de la surface s'ils y entrent avec un certain angle. Si les photons réfléchis proche de la surface prennent une direction vers le haut, la chance de sortir du couvert de neige sans être absorbé est naturellement plus grande que s'ils étaient réfléchis plus profondément dans le couvert de neige.

Pour les longueurs d'onde du visible et de l'infrarouge, l'albédo augmente avec l'angle zénithal. Cependant Wiscombe et Warren (1980a) précisent que cette dépendance se fait plus sentir dans l'infrarouge que dans le visible. Les auteurs notent que la dépendance de l'albédo avec l'angle du soleil dans le visible est à ce point faible qu'il est difficile de la détecter expérimentalement. Cette difficulté à détecter expérimentalement une dépendance entre l'albédo de la neige et l'angle zénithal du soleil dans le visible existe uniquement pour les cas de neige pure. La présence d'impuretés dans la neige rend plus importante cette dépendance dans le visible. Carroll et Fitch (1981) ont travaillé à la station Amundsen-Scott au pôle sud durant les

étés 1975, 1976 et 1977. Ils ont analysé les variations d'albédo de la neige en fonction de l'angle d'élévation du soleil et des conditions d'ennuage. Le tableau 2 montre leurs résultats. Pour les ciels découverts ( $N \leq 0,25$ ) et un angle d'élévation du soleil se situant entre  $0^\circ$  et  $20^\circ$ , l'albédo semble diminuer linéairement avec l'élévation du soleil. Pour les mêmes conditions d'ennuage mais des angles d'élévation plus grands que  $20^\circ$ , l'albédo atteint une valeur minimum de  $0,83 (\pm 0,005)$ . Sous des conditions nuageuses ( $N \geq 0,70$ ) et des angles d'élévation de  $0^\circ$  à  $18^\circ$ , l'albédo diminue avec l'élévation du soleil. Par contre pour des angles d'élévation plus grand que  $19^\circ$ , les conditions d'ennuage semblent produire l'effet contraire et on voit l'albédo augmenter légèrement. Les résultats indiquent donc que l'effet du couvert nuageux sur l'albédo dépend de l'angle d'élévation du soleil. L'albédo décroît avec l'ennuage pour des petits angles d'élévation du soleil et augmente avec l'ennuage pour des angles d'élévation élevés. Bolsenga (1981) trouve les même résultats pour une station au New-Hampshire, Etats-Unis.

Les calculs de Wiscombe et Warren (1980a) montrent que, pour un angle d'élévation de  $10^\circ$ , l'albédo décroît avec l'augmentation du couvert nuageux. Un angle d'élévation du soleil de  $60^\circ$  et un couvert nuageux vont faire augmenter l'albédo.

Un couvert nuageux influence l'albédo en convertissant la radiation directe en radiation diffuse et par le fait même en changeant l'angle d'incidence de la radiation. De plus les nuages changent la composition spectrale de la radiation incidente sur la neige. En effet les nuages absorbent la même radiation infrarouge que la neige aurait absorbée, laissant ainsi les longueurs d'onde plus courtes pénétrer la surface neigeuse, pour lesquelles l'albédo de la neige est élevé (Warren, 1982).

Tableau 2 Mesures d'albédo prises au pôle sud pour différents angles d'élévation et différents couvert nuageux (Carroll et al., 1981).

Angle d'élévation du soleil	Albédo
Couvert nuageux $\leq 0,25$	
1,8	0,962
5,4	0,935
10,2	0,886
14,1	0,896
18,1	0,842
22,4	0,829
$0,7 \leq$ Couvert nuageux $\leq 0,25$	
2,2	1,014*
7,5	0,962
10,3	0,869
14,0	0,861
17,9	0,871
22,4	0,856
Couvert nuageux $\geq 0,7$	
1,5	1,04?
6,1	0,905
9,8	0,873
14,3	0,858
17,8	0,848
22,6	0,840

\* = Lorsque les angles d'élévation du soleil sont très faibles, les mesures d'albédo sont sujettes à beaucoup d'erreurs dû à l'instrument.

### 3.3. Paramètres chimiques du couvert de neige.

#### 3.3.1 L'albédo et la présence d'impuretés dans la neige.

Comme les concentrations de poussières atmosphériques d'origine anthropique ont considérablement augmentées au cours des vingt dernières années, ses effets sur le climat deviennent de plus en plus important à évaluer. On sait que la présence de certaines impuretés dans la neige, en particulier la suie, entraîne une diminution, qui peut être considérable, de l'albédo de la neige. Ce qui signifie une plus grande absorption de chaleur par le couvert de neige par rapport à des conditions de neige propre. Cette absorption de chaleur active la fonte du couvert de neige.

Une des première recherche à être entreprise sur l'effet des impuretés dans la neige en fonction de l'albédo est celle de Grenfell et al. (1981). L'expérience eut lieu en montagne dans l'état de Washington où on a suivi un couvert de neige depuis une chute de neige jusqu'au début de la fonte. En même temps qu'une mesure d'albédo, des échantillons de neige étaient prélevés pour l'analyse du contenu en impuretés. L'échantillon était prélevé dans les 100 premiers mm. Le contenu en impuretés fut évalué de deux façons. Premièrement par un examen visuel où il fut conclu qu'aucune particule (impureté) plus grande que 10  $\mu\text{m}$  était présente. La deuxième méthode consistait à filtrer l'échantillon de neige fondue de manière à ramasser la matière particulaire sur un filtre de quartz et d'en calculer le coefficient d'absorption par la capacité de transmission de la lumière (visible) à travers le filtre. Au cours de la campagne d'échantillonnage, une expérience spéciale fut entreprise pour montrer l'influence des impuretés sur l'albédo de la neige. Deux mesures d'albédo ont été prise la même journée, au même endroit mais la deuxième mesure fut prise après avoir gratté les 80 premiers mm de neige. Ces 80 premiers mm de neige étaient significativement plus sales que les couches de neige en dessous. Dans le visible, la

première mesure d'albédo est plus élevée que la deuxième. Par contre dans l'infrarouge les mesures restent sensiblement pareilles.

Dans le visible, le coefficient d'absorption de la glace pure est très petit si on le compare au coefficient d'absorption des impuretés. Par contre au delà de  $0,9 \mu\text{m}$ , le coefficient d'absorption de la glace se compare à celui des impuretés. Etant donné la très grande quantité de glace par rapport à celle des impuretés, l'influence des impuretés devient négligeable (Wiscombe et Warren, 1980b).

### 3.3.2. Concentration et caractéristiques de la matière particulaire dans la neige.

Des recherches (Wiscombe et Warren 1980b; Grenfell et al., 1981; Warren, 1982) montrent que dans le visible, l'albédo de la neige dépend de la concentration, de la composition et de la taille des impuretés dans la neige.

Les impuretés rejoignent le couvert de neige de trois façons; soit par dépôt sec, soit par lessivage des particules atmosphériques par les cristaux de neige qui tombent ou soit en servant de noyau lors de la formation d'un cristal de neige (Wiscombe et Warren, 1980b).

D'après Drake (1981), une épaisse strate d'impuretés sur le couvert de neige, une radiation solaire de faible intensité et une vitesse de vent élevée retardent la fonte des neiges, tandis qu'une mince strate d'impuretés, une radiation solaire intense et de faibles vents active la fonte. De plus lorsque le couvert de neige est d'épaisseur semi-infinie, les impuretés présentes dans la neige réduisent l'albédo (dans le visible), mais pour de minces couverts de neige ( $\neq$  semi-infini), la présence d'impuretés peut faire augmenter la valeur d'albédo (Choudhury, 1982).

Dans les montagnes Cascades de l'état de Washington, les auteurs (Grenfell et al., 1981) ont noté des concentrations allant de 0,022 à 0,059 ppm. Higushi et Nagoshi (1977) rapportent des concentrations pouvant atteindre 100 ppm de poussière pour les premiers cm d'un couvert de neige en période de fonte dans les montagnes du Japon. Dans la région des Andes, Thompson et Hastenrath (1979) rapportent des concentrations de 8,8 ppm pour les échantillons les plus sales et de 1,2 ppm pour les échantillons propres. Pour les régions des pôles on enregistre des concentrations variant de 0,002 ppm à 0,05 ppm. D'après les mesures sur le taux de déposition du carbone sur la région du lac Michigan ( $30 \mu\text{g cm}^{-2} \text{ année}^{-1}$ ), on émet l'hypothèse que la neige contiendrait 0,3 ppm de suie (Wiscombe et Warren, 1980b). Kumai (1977) rapporte une concentration de 0,034 ppm pour le Groenland. Higushi et Nagoshi (1977) trouvent des diamètres de  $1 \mu\text{m}$  pour les impuretés de la région de l'Alaska et de  $10 \mu\text{m}$  pour la Nouvelle-Zélande, le Mexique et l'état de Washington. Pour les mêmes concentrations, les petites particules de poussière réduisent l'albédo beaucoup plus que les grosses (Wiscombe et Warren, 1980b). De plus, pour la même concentration d'impuretés, l'albédo sera plus élevé pour la neige à cristaux fins. La radiation pénètre plus profondément dans une neige à grain grossier et doit donc tenir compte de plus de matériel absorbant avant d'être réfléchi hors du couvert de neige.

Kumai (1977) a identifié les impuretés dans la neige tombant sur le Groenland (camp Century). Il a trouvé que 84% des impuretés était minérales (argile), 10% était des minéraux insolubles et non-identifiés et 1% était du sel de mer.

Les particules minérales proviennent principalement des grands déserts de la planète. Ces particules de poussière peuvent voyager des milliers de km dans l'atmosphère. On a identifié des particules minérales associées au désert du Sahara dans les Alpes du sud en France (Delmas, 1989).

En utilisant la spectroscopie, Rosen et al. (1978) ont pu identifier la principale composante absorbante des aérosols urbains comme étant la suie. Les particules de suie sont produites par une combustion incomplète des feux de forêt ou de brousse, des industries et des automobiles. Seiler et Crutzen (1980) estiment que les sources naturelles et industrielles sont d'importances comparables. Selon Wiscombe et Warren (1980b), la suie semble être la principale composante absorbante des aérosols atmosphériques pouvant se retrouver dans la neige. Ils semblent faire une grande différence entre l'absorption des particules minérales et les particules de suie. L'effet de 1 ppm de suie est comparable à l'effet de 100 ppm de poussière minérale.

La suie est localisée à plusieurs endroits sur la planète à des concentrations atmosphériques variant de  $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$  dans les régions urbaines et à  $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$  dans les régions rurales. La suie est unique par rapport aux autres aérosols de l'atmosphère à cause de sa très grande capacité d'absorption de la lumière dans le visible et l'infrarouge. L'eau, la glace et les aérosols les plus connus, sont très peu absorbant dans le visible (Chylek et al., 1984).

En se basant sur le modèle de Wiscombe et Warren (1980a; b), la quantité de particules de suie requise pour expliquer les valeurs d'albédo observées était toujours trop élevée par rapport aux quantités mesurées sur le terrain. D'après Chylek et al. (1983), c'est le positionnement de la particule de suie à l'intérieur d'un grain de neige qui pourrait expliquer ces différences. En effet Chylek et al. (1983) affirment que l'absorption de la lumière par les particules de suie à l'intérieur du cristal de neige est plus élevée que si les particules de suie étaient dans l'air entre les cristaux. Ils ont considéré le mélange neige-suie comme un mélange interne plutôt qu'externe. La figure 4 montre les caractéristiques d'un mélange interne et externe. Selon Chylek et al. (1983), une erreur expérimentale se glisse dans le protocole de mesure de la quantité de suie dans la neige. En effet, comme expliqué précédemment, la quantité

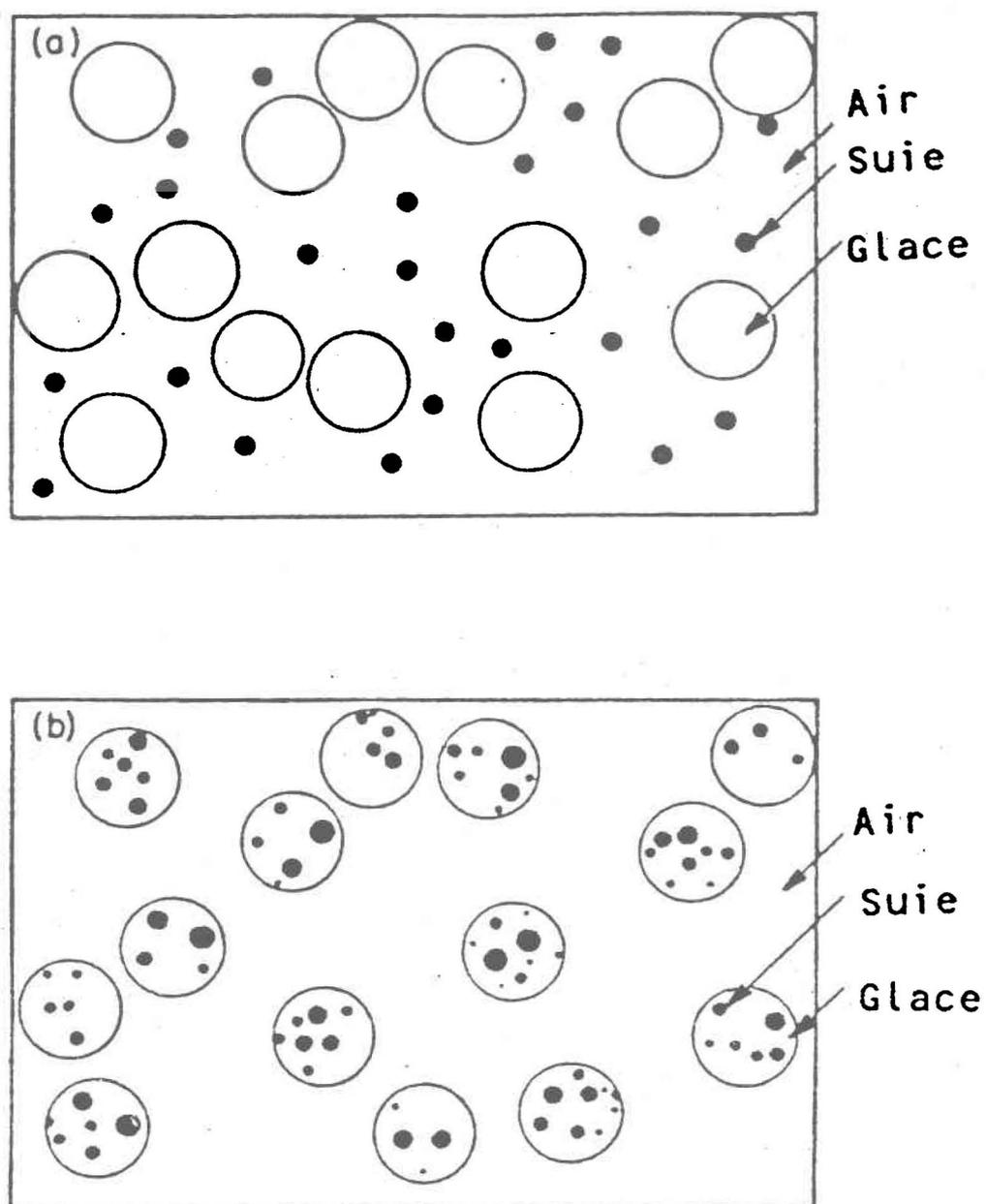


Figure 4 Exemple d'un mélange externe (a) et d'un mélange interne (b) d'air, de suie et de glace. (Chylek et al., 1983)

de suie dans la neige est habituellement évalué par la capacité de transmission de la lumière à travers un filtre ayant ramassé la matière particulaire de l'échantillon de neige fondue. Si les particules de suie se retrouvent toutes à la surface du filtre, le filtre et les particules forment un mélange externe (suie-air) et l'évaluation de la quantité de suie en sera influencée. Cependant si les particules de suie entrent dans les pores du filtre, la transmission de la lumière sera influencée, étant donné le nouveau mélange interne suie-filtre. L'évaluation de la quantité de suie sera différente de la précédente et entraînera inévitablement une erreur.

Woo et Dubreuil (1985) ont travaillé sur des équations empiriques reliant les effets des impuretés dans la neige sur l'albédo et le bilan radiatif. Deux sites ont été choisis pour l'étude; le premier, près de l'agglomération de Resolute en Arctique canadien, représentait le site où les dépôts d'impuretés étaient importants. Le second était situé à trois km de l'agglomération et était considéré comme relativement exempt des influences anthropiques. La poussière trouvée sur les sites était constituée de 70% de sable et de 30% d'argile et limon. Le diamètre moyen de ces poussières était de 0,12 mm. La majorité des particules de poussière était concentrée dans les premiers 10 cm et les plus fortes concentrations dans les 2 premiers cm. La figure 5 montre des mesures d'albédo en fonction du contenu en poussière issues de la campagne d'échantillonnage. L'équation qui a résulté de cette campagne d'échantillonnage est :

$$\alpha(t) = \alpha(0) - ((\alpha(0) - \alpha_g) / (\exp(b_1 + b_2 t) + 1)) \quad (9)$$

où

t = temps depuis le début de la fonte.

$\alpha(0)$  = Albédo de la surface le premier jour de la fonte

$\alpha_g$  = Albédo du sol sous la neige

$b_1$  et  $b_2$  = coefficients empiriques

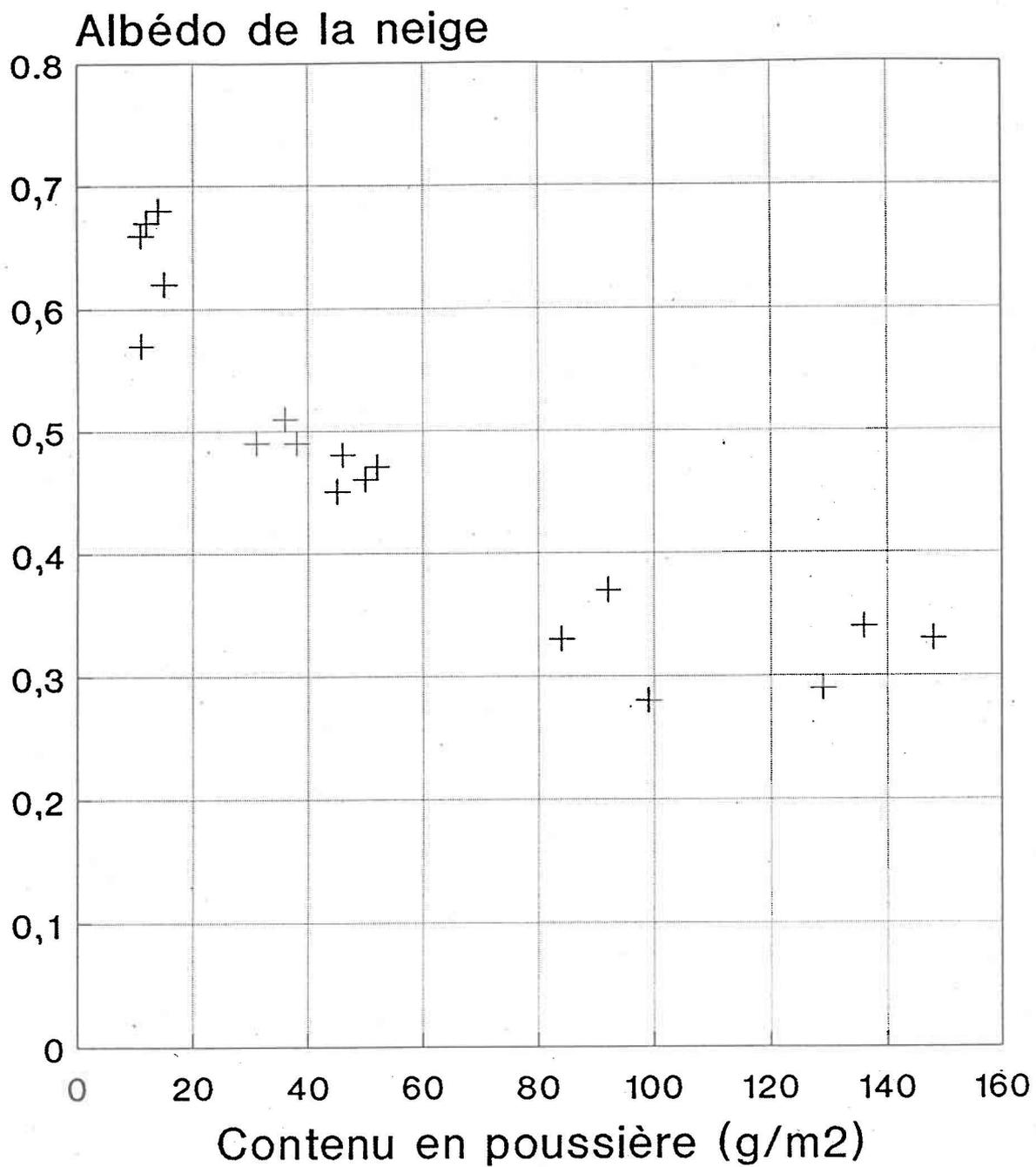


Figure 5 Données expérimentales de Woo et Dubreuil (1985) mettant en relation l'albédo de la neige et son contenu en poussière

Enfin si l'albédo d'une surface de neige uniformément recouverte de poussière est connue, il est possible d'estimer l'albédo d'une grande surface comprenant une mosaïque de surfaces ayant des concentrations d'impuretés différentes en se servant de l'équation:

$$\alpha' = \frac{\sum_{i=1}^n \alpha_i r_i}{\sum_{i=1}^n r_i} \quad (10)$$

où  $\alpha_i$  = Albédo d'une surface  $i$  occupant une superficie  $r_i$ .

Il devient possible de mesurer l'albédo de la neige d'une grande aire hétérogène si les valeurs d'albédo des différentes surfaces composant cette aire sont connues et si l'évaluation par photos aériennes de la superficie de chaque surface est faite.

## 4 LE MODELE DE KUBELKA-MUNK

### 4.1. La théorie de Kubelka-Munk.

La théorie de Kubelka-Munk est couramment utilisée par l'industrie papetière pour étudier la réflectance de la lumière sur le papier. En effet, l'opacité d'une feuille de papier est un critère important dans sa fabrication (Scallan et Borch, 1972). Dans l'application de la théorie, l'épaisseur du papier est considérée comme étant une infinité de strates infiniment minces où chaque strate contribue à la réflexion ou l'atténuation de la lumière (Scallan et Borch, 1972). Comme la morphologie de la feuille de papier et de ses composantes n'est pas considérée dans les équations de Kubelka-Munk, il est possible de les appliquer à d'autres substrats. Par contre, la théorie de Kubelka-Munk a quelques limitations. Les coefficients de réflexion ( $s$ ) et d'absorption ( $k$ ) calculés à partir des équations de Kubelka-Munk ne sont pas réellement des constantes physiques obéissant à des lois optiques établies. Cette théorie est utile pour décrire le phénomène de la réflexion de la lumière mais elle ne nous apprend rien sur le mécanisme (Scallan et Borch, 1972).

Pour utiliser ces équations, l'échantillon doit être homogène tant au niveau de la taille des particules qui le compose, qu'au niveau de la composition chimique. De plus la théorie est plus adéquate si les valeurs de la réflectance mesurée se situent entre 0,2 et 0,8 (Jones et Heitner, 1973).

#### 4.1.1. La théorie de Stokes

La théorie de Kubelka-Munk prend ses origines dans les travaux de Stokes qui étudiaient la réflexion de la lumière sur des plaques de verre (Scallan, 1985). En considérant la lumière comme un simple rayon, la figure 6 montre bien l'interaction

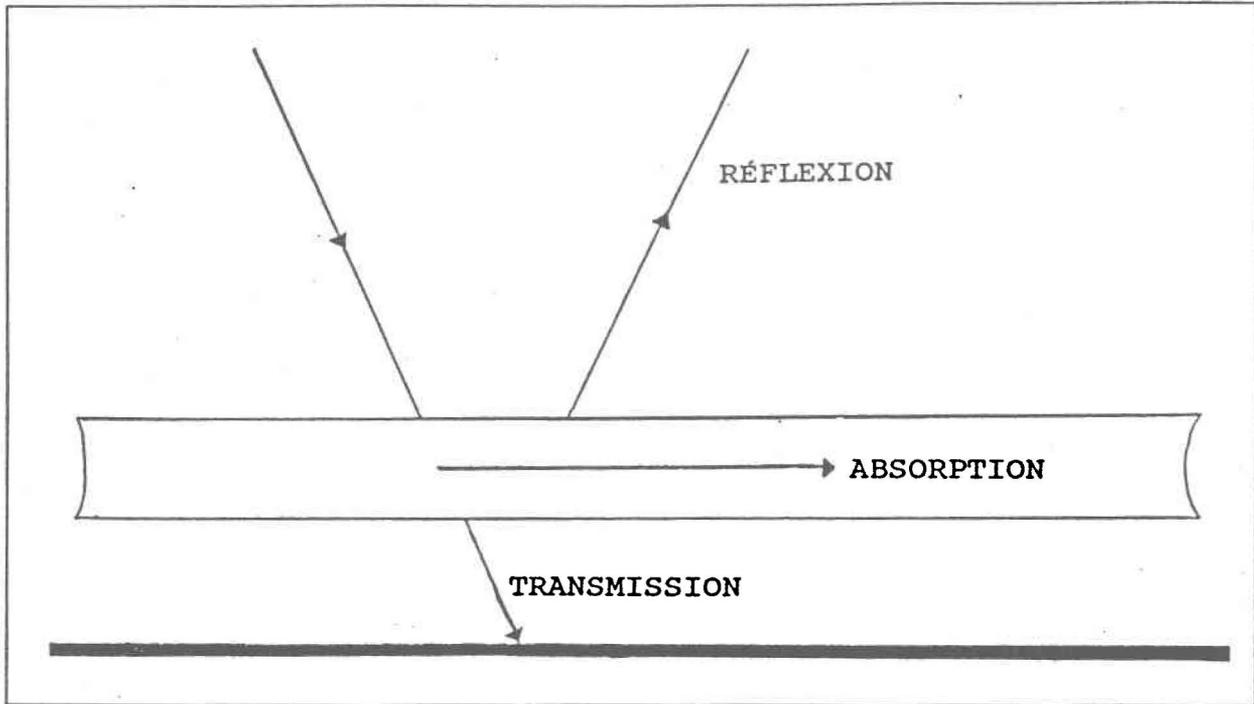


Figure 6 Interaction d'un rayon de lumière avec une strate d'un substrat placée au dessus d'un fond noir. (Scallan, 1985)

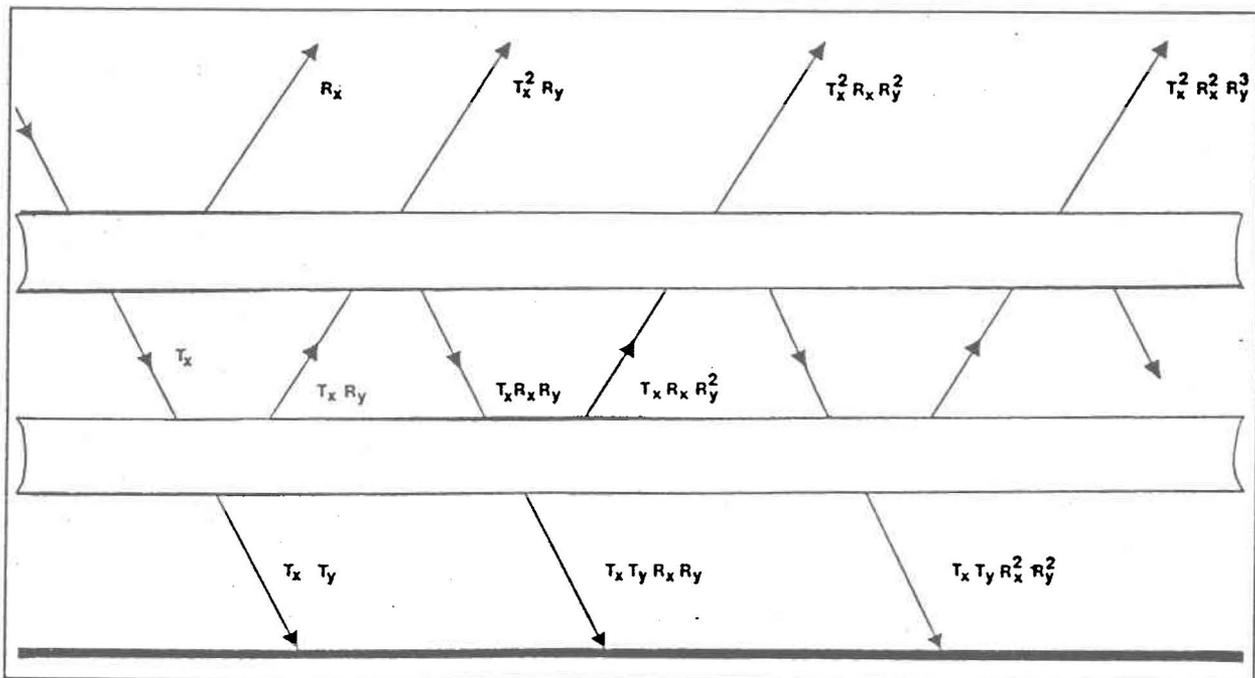


Figure 7 Interaction d'un rayon de lumière avec deux strates d'un substrat placé au dessus d'un fond noir. (Scallan, 1985)

d'un rayon avec une strate d'un substrat quelconque. Le rayon de lumière frappant le substrat a les possibilités d'être réfléchi, transmis ou absorbé. Si le rayon de lumière frappant le substrat est égale à l'unité, la somme des trois coefficients (coefficient de réflexion, de transmission et d'absorption) est théoriquement aussi égale à un. Si on ajoute une deuxième strate du même substrat au schéma de la figure 6, il en résulte un système à réflexion multiples représenté à la figure 7. Les interactions de la lumière avec la première strate seront identiques, par contre la lumière qui est transmise par cette première strate va interagir avec la deuxième strate et ainsi produire le système à réflexion multiples (Scallan, 1985).

La réflexion de deux strates d'un substrat quelconque sera la somme des termes de réflexion qui sortent de la surface soit:

$$R_{x+y} = R_x + T_x^2 R_y (1 + R_x R_y + (R_x R_y)^2 + \dots) \quad (11)$$

La somme de cette série géométrique est:

$$R_{x+y} = R_x + (T_x^2 R_y)/(1 - R_x R_y) \quad (12)$$

Similairement la transmittance sera:

$$T_{x+y} = (T_x T_y)/(1 - R_x R_y) \quad (13)$$

Si l'on considère maintenant une épaisseur de n strates similaires, la réflectance et la transmittance pourront être déduites à partir du même modèle:

$$R_n = R_1 + (T_x^2 R_{n-1})/(1 - R_1 R_{n-1}) \quad (14a)$$

et

$$T_n = (T_1 T_{n-1})/(1 - R_1 R_{n-1}) \quad (14b)$$

La valeur de  $R_n$  peut être calculée par itération en utilisant les équations 12 et 13. Les valeurs de  $R_1$  et  $T_1$  étant calculées, nous pouvons nous en servir pour calculer  $R_2$  et  $T_2$  qui, à leur tour, serviront à calculer  $R_3$  et  $T_3$  et ainsi de suite jusqu'à  $R_n$  et  $T_n$  (Scallan, 1985).

Au fur et à mesure que l'on augmente le nombre de strates ( $n$ ) au système, la réflectance du substrat augmente à son tour. Selon la théorie de Stokes, ce substrat repose sur une surface noire. Cependant l'augmentation de la réflectance est moindre avec chaque nouvelle addition d'une strate, pour éventuellement tendre vers une valeur asymptotique que l'on nomme  $R_\infty$ .

A  $R_\infty$ , la réflectance ne varie pas malgré l'addition d'une nouvelle strate, c'est donc dire que la surface noire en-dessous n'influence en rien la mesure de réflectance. A ce stade on dit que le substrat est infiniment épais, et, toujours selon le modèle de base on a:

$$R_\infty = R_n + (T_n^2 R_\infty)/(1 - R_n R_\infty) \quad (15)$$

#### 4.1.2. Le poids de base et les équations de Kubelka-Munk

Le poids de base ( $w$ ) est la seule composante des équations de Kubelka-Munk qui caractérise le substrat. Cette notion de poids de base est reliée à l'épaisseur du substrat et a comme unité des  $\text{g/cm}^2$  (Scallan, 1985). La théorie de Kubelka-Munk attribue des propriétés optiques aux strates infiniment minces. Les propriétés optiques sont la réflectance et l'absorption d'une strate infiniment mince ayant un poids de base donné ( $dw$ ). Les symboles  $s$  et  $k$  sont les coefficients de réflexion et d'absorption ( $\text{cm}^2/\text{g}$ ) de la lumière et ils sont considérés constant pour un substrat donné.

La réflectance et la transmittance d'une strate infiniment mince est donc:

$$R_{dw} = s dw \quad (16)$$

$$T_{dw} = 1 - s dw - k dw \quad (17)$$

$R_{dw}$  et  $T_{dw}$  sont des nombre adimensionnels.

A partir de ces propriétés optiques, l'effet d'un changement du poids de base sur la réflectance peut être étudié en se référant au modèle de base vu dans la section précédente (équations 14a et 14b).

En ajoutant une strate infiniment mince à un substrat qui a déjà une réflectance  $R$  et où  $dR$  représente l'augmentation de la réflectance on aura:

$$R + dR = R_{dw} + (T_{dw}^2 R)/(1 - R R_{dw}) \quad (18)$$

En isolant  $dR$  on aura une expression calculant le taux de variation de la réflectance en fonction du poids de base:

$$dR = (1 - 2(1 + k/s)R + R^2)sdw \quad (19)$$

En considérant cette équation et en étudiant le cas où le substrat est infiniment épais c'est-à-dire où:

$$\frac{dR}{dw} = 0$$

On aura:

$$0 = 1 - 2(1 + k/s) R_{\infty} + R_{\infty}^2 \quad (20a)$$

On pourra donc trouver  $R_{\infty}$  en fonction des coefficients  $s$  et  $k$ :

$$R_{\infty} = (1 + k/s) - [(1 + k/s)^2 - 1]^{1/2} \quad (20b)$$

Si l'on prend en considération l'autre cas possible soit lorsque le substrat n'est pas infiniment épais, l'effet de la variation du poids de base sur la réflectance peut être trouvé par intégration:

Lorsque la surface sous le substrat est noire,

$R = 0$  et  $w = 0$ , donc:

$$\int_0^{R_0} \frac{dR}{1 - 2(1 + k/s)R + R^2} = \int_0^w s dw \quad (21)$$

où  $R_0$  = La réflectance d'un substrat qui n'est pas infiniment épais.

En utilisant l'équation 20a pour convertir le terme  $(1 + k/s)$  en réflectance:

$$R_0 = e \frac{sw(1/R_{\infty} - R_{\infty}) - 1}{(1/R_{\infty})e - R_{\infty}} \quad (22)$$

La réflectance ( $R_0$ ) est donc relié au poids de base par le biais du coefficient de réflexion ( $s$ ) et par  $R_\infty$ .

A partir des équations 20 et 22, il est possible de calculer les coefficients d'absorption et de réflexion.

$$\frac{k}{s} = \frac{(1 - R_\infty)^2}{2R_\infty} \quad (23)$$

$$s = \frac{1}{w(1/R_\infty - R_\infty)} [\ln(1 - R_0 R_\infty)/(1 - R_0/R_\infty)] \quad (24)$$

Il a été montré que les équations de Kubelka-Munk pouvait être dérivées du même modèle de base que les équations de Stokes. Cependant, tandis que la théorie de Stokes est dérivée à partir de l'addition d'un nombre entier de strates, celle de Kubelka-Munk étudie l'addition de strates infiniment mince. Le résultat montre une sommation comme équation finale dans le cas de Stokes et une fonction continue dans le cas de Kubelka-Munk (Scallan, 1985).

#### 4.2 Application de la théorie de Kubelka-Munk au couvert de neige.

Pour rencontrer les objectifs de nos travaux, le modèle élaboré doit permettre une évaluation du contenu en impuretés de la neige. Cette évaluation à partir du modèle pourrait être utilisée pour dessiner rapidement un portrait régional de la pollution d'un couvert de neige à partir de quelques mesures simples et peu coûteuses. Si on assume que la neige est un matériel propice au traitement par le modèle de Kubelka-Munk, il nous faut faire le lien entre les paramètres du modèle et les

caractéristiques de la neige. Sur le terrain, l'expression  $R_{\infty}$  représente l'albédo de la neige pour un couvert semi-infini, c'est-à-dire pour un couvert de neige suffisamment épais pour que la surface en-dessous n'influence pas la mesure de réflexion de la lumière.  $R_{\infty}$  est facilement mesurable sur le terrain à l'aide d'un albédomètre.  $R_0$  a été mesuré sur le terrain en suivant une démarche théorique. Dans le modèle de Kubelka-Munk,  $R_0$  représente un substrat fini, c'est-à-dire un milieu où la surface en-dessous influence la mesure de réflexion. Comme il était impossible de trouver à tous les moments au cours de l'hiver, un couvert de neige fini qui possédait les mêmes caractéristiques que le couvert semi-infini échantillonné, une autre méthode d'évaluation a été élaborée. La première étape de cette méthode consistait à estimer  $R_0$  sur le terrain à l'aide de plaques noires. Il s'agissait de glisser 1, 4, 9 et 16 plaques de plastique noir à dix centimètres sous le couvert de neige. Nous supposons qu'avec l'ajout successif de plaques noires à 10 cm sous le couvert de neige, la réflexion de la lumière sur la neige diminuera de façon exponentielle. En effet, la superficie noire augmentant, le milieu devient graduellement un milieu fini où le fond noir influence la réflexion de la lumière (augmentation de l'absorption). La réflexion diminue de façon exponentielle plutôt que linéaire pour ne jamais atteindre une valeur nulle ou négative. La deuxième étape consistait à mettre en graphique l'albédo en fonction du nombre de plaques. Pour ce faire, nous avons représenté nos données expérimentales, par une équation à deux inconnues d'une courbe exponentielle négative ajustée à l'aide de la méthode des moindres carrés (annexe 1). La valeur asymptotique ( $y$ ) de cette courbe serait  $R_0$ .

Les mesures de densité de la neige ont servi à calculer le poids de base ( $w$ ). La densité est la seule mesure caractérisant le substrat. Comme mentionné dans la section 4.1, la théorie de Kubelka-Munk définit le poids du substrat en l'appellant le poids de base. Une démarche théorique a dû être élaborée pour convertir la densité de la neige en poids de base. En effet, la théorie de Kubelka-Munk requiert un poids

de base dont l'unité est le poids/surface. Ce qui a été mesuré sur le terrain (densité de la neige) a comme unité un poids/volume.

$$\text{Poids} = \text{Volume} * \text{Densité}$$

Si

$$d = \text{densité (g/cm}^3\text{)}$$

$$\text{Poids de base (w)} = \text{volume} * d$$

Pour les fins de la théorie de Kubelka-Munk nous posons l'hypothèse que le volume est égal à l'unité (1). Donc:

$$\text{Poids de base (w)} = d * 1\text{m}^3$$

Donc,

$$w = d$$

A cette étape, il est important de noter que la valeur absolue de la densité de la neige sera celle du poids de base, mais les unités auront changées de  $\text{g/cm}^3$  à  $\text{g/cm}^2$  pour les fins de la théorie.

Lorsqu'un matériel réfléchit une certaine partie de la lumière et en absorbe une autre, comme c'est le cas pour la neige, le coefficient d'absorption ne peut être mesuré indépendamment du coefficient de réflexion. Les équations élaborées par Kubelka-Munk permettent de calculer cette absorption et cette réflexion de la lumière par le matériel. Par la suite si l'absorption et la réflexion peuvent être reliées à une caractéristique physique de l'échantillon, comme par exemple la densité ou le poids de base, un coefficient d'absorption et de réflexion peuvent être calculés. Les coefficients

d'absorption et de réflexion de la théorie de Kubelka-Munk sont considérés constant pour un matériel donné. Cependant la variation des coefficients pour les différents échantillons de neige obtenus lors de la campagne nous amène à conclure que le matériel étudié (la neige dans notre cas) diffère d'une mesure à l'autre. Cette différence est attribuée principalement à la présence d'impuretés répartie de façon homogène dans le couvert de neige. Sachant que dans le visible, l'absorption de la lumière par la neige est beaucoup plus petite que celle des impuretés qui pourraient s'y trouver, on peut associer le coefficient d'absorption de la théorie de Kubelka-Munk au contenu d'impuretés dans le couvert de neige.

## 5 MATÉRIEL ET MÉTHODE

### 5.1. Site d'étude.

La campagne d'échantillonnage s'est déroulée au cours de l'hiver 1988, soit entre le 22 janvier et le 24 mars 1988. Cette campagne a eut lieu dans l'agglomération urbaine de Québec. Le lieu des points d'échantillonnage variait d'une fois à l'autre de façon à retrouver des surfaces planes et dégagées ainsi qu'une gamme de différentes concentrations d'impuretés dans la neige (figure 8). Le fait d'échantillonner dans une région urbaine, nous a permis d'enregistrer des concentrations très élevées d'impuretés dans la neige. Si les couverts de neige des régions de moyennes latitudes sont propices à contenir de grandes quantité de suie et de poussières (proximité des sources), les chutes de neige sont importantes et les concentrations d'impuretés peuvent être faibles du moins jusqu'à la période de fonte. Ceci explique la très grande gamme de concentrations d'impuretés enregistrées lors de la campagne.

A la lumière des recherches qui furent effectuées sur l'albédo depuis plusieurs années, il a été possible d'identifier les nombreux paramètres susceptibles de faire varier l'albédo de la neige. Notre but, une fois les paramètres identifiés, était de les garder constant dans la mesure du possible. Comme déjà vu précédemment, ces paramètres sont l'épaisseur du couvert de neige, l'angle zénithal du soleil, le couvert nuageux, la taille des cristaux de neige, et finalement la présence d'impuretés dans la neige.

### 5.2. Mesures d'albédo.

Toutes les mesures d'albédo furent prises au dessus de couvert de neige dont l'épaisseur variait entre 0,5 et 1,3 mètre. En se basant sur les études de Grenfell et

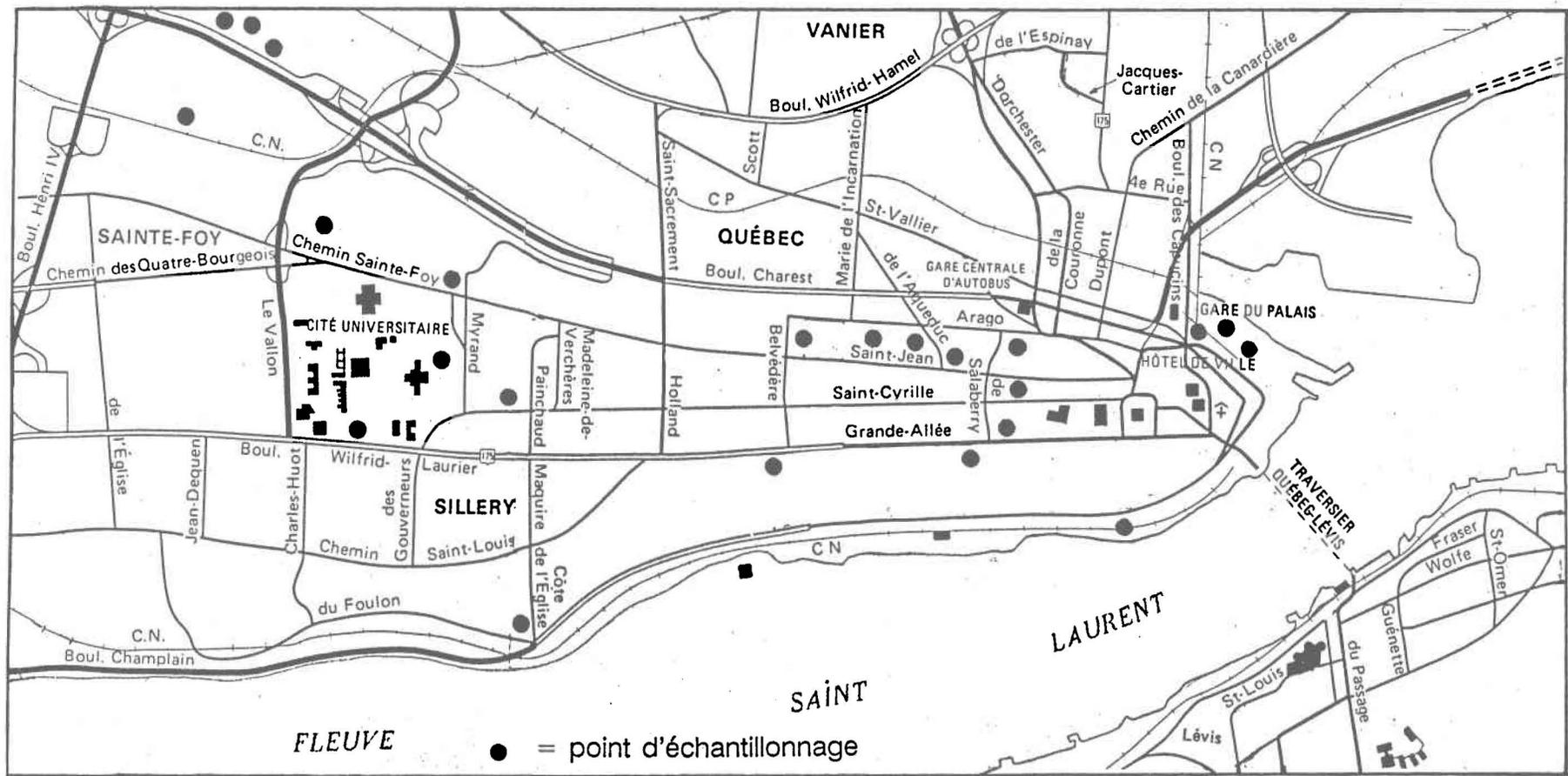


Figure 8 Situation géographique des points d'échantillonnage dans l'agglomération urbaine de Québec

Maykut (1977) et de Wiscombe et Warren (1980a), ces couverts de neige étaient suffisamment épais pour être qualifiés de semi-infini. Ce qui signifie que la radiation solaire n'était en aucun cas transmise jusqu'au sol en-dessous du couvert de neige. En plus de cette mesure d'albédo, une autre mesure était prise mais celle-ci l'était en vue de répondre aux exigences des équations de Kubelka-Munk (mesure de  $R_0$ ). En effet, ces équations requiert une mesure d'albédo pour un milieu fini c'est-à-dire un couvert de neige où le sol en-dessous (théoriquement noir) influence la mesure de réflexion. Pour enregistrer cette mesure, des tuiles de plastique noires mates qui représentaient le sol étaient glissées à 10 cm en dessous de la surface de neige. Une première mesure était enregistrée après avoir glissé 1 plaque sous la neige, une deuxième après avoir glissé 4 plaques, une troisième après 9 plaques et finalement lorsque cela était possible une quatrième mesure était enregistrée pour 16 plaques glissées sous le couvert de neige. Théoriquement, l'albédo diminue avec l'augmentation du nombre de plaques rajoutées à 10 cm en dessous de la surface de neige jusqu'à atteindre une valeur qui serait  $R_0$  des équations de Kubelka-Munk. Dans ce cas-ci,  $R_0$  représente une mesure d'albédo pour un couvert de neige de 10 cm d'épaisseur et compte tenu de la grosseur du grain de neige et de l'épaisseur du couvert, ce milieu n'est pas semi-infini.

Les périodes de mesure d'albédo se limitaient à 1 heure soit de 11:30 h à 12:30 h, pour ainsi diminuer autant que possible les variations d'albédo dûes à l'angle de radiation solaire. Le choix de l'heure a été en parti fixé pour s'adapter à la sensibilité de l'appareil de mesure et pour fins de comparaisons éventuelles avec d'autres études. De plus ces mesures se faisaient uniquement lors des journées ensoleillées sous un ciel complètement dégagé.

Les variations dûes à la taille des cristaux de neige ont une faible influence dans la région spectrale mesurée par l'albédomètre utilisé. La taille des cristaux de neige

a quand même été mesurée avec la méthodologie exposée à la section 5.3. Ces paramètres étant gardés constant, l'étude de la variation de l'albédo de la neige en fonction des différentes concentrations d'impuretés dans la neige, s'en trouve facilitée. Le pyranomètre utilisé au cours de la campagne de mesure a une surface sensible protégée par deux coupelles hémisphériques limitant les échanges convectifs et filtrant les radiations (l'appareil mesure essentiellement dans le visible). L'élément sensible du capteur est une thermopile et les faces exposées au rayonnement sont recouvertes d'une peinture noire anti-reflet. L'appareil possède une bulle à niveau pour bien indiquer sa position horizontale. Il était installé sur un trépied de 1 mètre de haut et pivotait facilement pour ainsi mesurer le rayonnement incident et réfléchi. Le pyranomètre était branché sur un voltmètre digital et portatif de marque Hioki qui mesurait en millivolt à une précision d'un chiffre après le point. Ce sont ces valeurs (rayonnement réfléchi et incident) qui, une fois divisées, donnait la mesure d'albédo.

### **5.3. Mesures physico-chimiques du couvert de neige.**

En même temps que la mesure d'albédo, une évaluation de la taille des cristaux de neige était effectuée. Pour ce faire, on utilisait une plaque quadrillée où l'on déposait une petite quantité de neige. A l'aide d'une loupe il était possible de comparer les cristaux avec le fond quadrillé de la plaque et ainsi évaluer la taille des cristaux (méthode du Centre d'étude de la neige de Grenoble en France). Une variation de 50% a été calculée dans la taille des cristaux de neige des échantillons recueillis. Un échantillon de neige était prélevé à l'aide d'un carottier dont le volume était de 2,065 litres. La longueur du carottier était de 18 cm. Cet échantillon était préservé dans un sac de plastique étanche et dans une chambre froide (-10°C) jusqu'au moment de la filtration en laboratoire. La densité de la neige était mesurée sur le terrain à l'aide d'un densimètre.

Une fois l'échantillon de neige fondu, nous procédions à une première filtration sur un tamis de 160  $\mu\text{m}$  de façon à ramasser les plus grosses particules. Le tamis de 160  $\mu\text{m}$  avait un diamètre de 9 cm. Le filtrat était de nouveau filtré sur un filtre millipore de 0,45  $\mu\text{m}$ . Pour les échantillons très sales plusieurs filtres étaient nécessaires. Ce filtre d'un diamètre de 4,7 cm a un fond quadrillé de 3 mm X 3 mm.

L'étape précédente consistait à photographier les filtres. Pour les tamis de 160  $\mu\text{m}$ , une caméra 35 mm était utilisée et un grossissement de 3,2X était possible. Pour les filtres de 0,45  $\mu\text{m}$ , on utilisait un binoculaire à caméra de marque Wild. Cet appareil nous permettait d'agrandir plus de 50 fois la grandeur réelle du filtre. Cependant avec ce genre de grossissement, un seul carreau du filtre (3 mm X 3 mm) était photographié. Un carreau représente bien les 130 autres puisque les particules se déposent uniformément sur le filtre de 0,45  $\mu\text{m}$ .

Les photographies en main, nous tentions d'y mesurer la superficie totale ( $\text{mm}^2$ ) qu'occupaient les particules de couleurs foncées sur le filtre. A l'aide d'une table numérisante et d'un logiciel de cartographie, nous ceinturons toutes les particules de couleurs foncées présentes sur la photographie. Le logiciel, qui nous a été prêté par le département de géomatique de l'université Laval a été écrit en langage Basic et est principalement utilisé en cartographie pour mesurer et cumuler des superficies selon une échelle donnée. Ainsi après avoir ceinturé la totalité des particules sur les photographies d'un échantillon, nous obtenions une valeur cumulée représentant la superficie totale des toutes les particules présentes dans la neige de cet échantillon.

Cette méthode est à améliorer car elle comporte de très grandes marges d'erreur. En effet, la mesure de superficie des particules a été répétée trois fois pour chaque échantillon et la moyenne des triplicata implique de très large écart-type. Cette

méthode sera discutée plus en détail dans la discussion.

#### 5.4. Traitement des données.

Par la suite, nous avons mis en relation les mesures de superficie des grosses ( $>160 \mu\text{m}$ ) et des petites particules ( $160 \mu\text{m} < \text{particules} < 0,45 \mu\text{m}$ ) avec nos mesures d'albédo mesurées sur le terrain. Nous avons également calculé les coefficients d'absorption et de réflexion selon les équations de Kubelka-Munk. Ces coefficients ont été mis en graphique avec les mesures de superficie des particules pour mettre en évidence une relation éventuelle et, si tel est le cas, identifier quel genre de relation mathématique les relie.

## 6 RÉSULTATS

Le tableau 3 montre les résultats des mesures effectuées sur le terrain. Les trois dernières colonnes du tableau 3 représentent les mesures d'albédo après avoir glissé 1, 4 et 9 plaques noires à dix cm sous le couvert de neige (annexe 1). Sur les 31 échantillons prélevés au cours de la campagne d'échantillonnage, dix ont servi à la vérification de la théorie de Kubelka-Munk (KM).

Les mesures de superficie avec lesquelles nous avons travaillé et qui ont été mises en relation avec les mesures d'albédo sont celles des petites particules ( $< 160 \mu\text{m}$ ). Les mesures de superficie des grosses particules ( $> 160 \mu\text{m}$ ) sont trop peu nombreuses et fiables et, de plus, elles ne montrent aucune relation avec l'albédo.

Les mesures de superficie ont été soumises à plusieurs tests statistiques. Après avoir obtenu la moyenne des triplicata des 31 échantillons (tableau 4), une analyse de variance a été effectuée pour vérifier l'égalité des trente et une moyennes. Dû à l'hétérocédasticité de la distribution et au faible nombre d'observations par échantillon ( $n = 3$ ) pour démontrer la normalité de la distribution, le test non-paramétrique de Kruskal-Wallis a été choisi pour évaluer l'égalité des 31 moyennes (annexe 2). Le test de Kruskal-Wallis conclut qu'il y a effectivement une différence entre les moyennes des superficies de particules des 31 échantillons. Par contre le test de Tuckey de comparaisons multiples (annexe 2) montre que cette différence n'est valable que pour très peu d'échantillons. Presque toutes les moyennes des échantillons sont considérées comme statistiquement semblable.

La figure 9 montre la relation entre l'albédo de la neige ( $R_{\infty}$ ) et la mesure de superficie des particules présentes dans la neige. Étant donné que la littérature (Wiscombe et Warren, 1980a) affirme que la taille des cristaux de neige a très peu

Tableau 3 Mesures d'albédo et de densité effectuées sur le terrain

No éch.	Albédo $R_{\infty}$	Densité $g/cm^3$	$R_0$ 1 plaque	$R_0$ 4 plaques	$R_0$ 9 plaques
1	0,98	0,247	-	-	-
2	0,94	0,186	-	-	-
3	0,92	0,218	-	-	-
4	0,90	0,215	-	-	-
5	0,90	0,237	-	-	-
6	0,89	0,249	-	-	-
7	0,89	0,191	-	-	-
8	0,85	0,232	-	-	-
9	0,85	0,283	-	-	-
10	0,84	0,191	-	-	-
11	0,83	0,145	-	-	-
12	0,82	0,201	-	-	-
13	0,80	0,194	-	-	-
14	0,78	0,196	-	-	-
15	0,78	0,198	-	-	-
16	0,74	0,181	-	-	-
17	0,74	0,208	-	-	-
18	0,70	0,160	-	-	-
19	0,67	0,225	-	-	-
20	0,65	0,191	-	-	-
21	0,61	0,169	-	-	-
KM1	0,80	0,364	0,80	0,79	0,78
KM2	0,78	0,376	0,77	0,75	0,74

Tableau 3 (suite)

No éch.	Albédo $R_{\infty}$	Densité $g/cm^3$	R 1 plaque	R 4 plaques	R 9 plaques
KM3	0,70	0,415	0,69	0,67	0,65
KM4	0,63	0,393	0,62	0,61	0,60
KM5	0,62	0,352	0,58	0,57	0,56
KM6	0,55	0,391	0,54	0,53	0,51
KM7	0,53	0,386	0,52	0,49	0,48
KM8	0,52	0,434	0,48	0,46	0,44
KM9	0,47	0,391	0,46	0,44	0,44
KM10	0,42	0,388	0,41	0,39	0,37

**Tableau 4 Résultats des trois mesures de superficie (mm<sup>2</sup>) des particules présentes dans la neige d'un échantillon**

No éch	Première mesure	Deuxième mesure	Troisième mesure	Moyenne	Ecart-type
1	185,10	213,67	145,85	181,54	34,05
2	253,97	221,65	322,77	266,13	51,64
3	3105,24	2487,32	1917,76	2503,44	593,90
4	408,96	359,13	541,23	436,44	94,11
5	366,23	427,51	412,14	401,96	31,88
6	328,70	387,24	307,12	341,02	41,46
7	670,30	693,56	572,31	645,39	64,35
8	741,63	749,95	687,32	726,30	34,01
9	875,34	1243,65	1149,06	1089,35	191,28
10	942,45	791,75	903,16	879,12	78,10
11	1257,90	1033,15	978,41	1089,82	148,11
12	1587,32	1423,87	1710,54	1573,91	143,80
13	1711,63	1369,50	1146,77	1409,30	284,52
14	1789,05	1835,24	1988,65	1870,98	104,49
15	1684,53	2104,58	1886,41	1891,84	210,08
16	2317,28	1795,61	2094,47	2069,12	261,76
17	2004,92	2125,95	2812,60	2314,49	435,60
18	2941,86	2749,69	2476,22	2722,59	234,00

Tableau 4 (suite)

No éch	Première mesure	Deuxième mesure	Troisième mesure	Moyenne	Ecart-type
19	2119,73	3059,64	2286,94	2488,77	501,41
20	2689,35	2866,53	2634,27	2730,05	121,36
21	3015,92	2749,85	3105,65	2957,14	185,04
KM1	1195,32	2013,66	1885,72	1697,90	439,99
KM2	992,61	2274,35	2870,14	2045,70	959,4
KM3	3658,22	2254,91	3130,25	3014,46	708,78
KM4	3672,19	2977,02	2889,35	3179,52	428,12
KM5	3024,21	2630,52	4324,20	3326,31	886,33
KM6	5934,28	4111,65	4425,83	4823,92	974,35
KM7	6398,24	5481,64	4891,38	5590,42	759,30
KM8	4536,94	5562,71	5403,66	5167,77	552,07
KM9	7204,91	8831,07	9325,18	8453,72	1109,36
KM10	12456,35	9851,46	8323,30	10210,37	2089,77

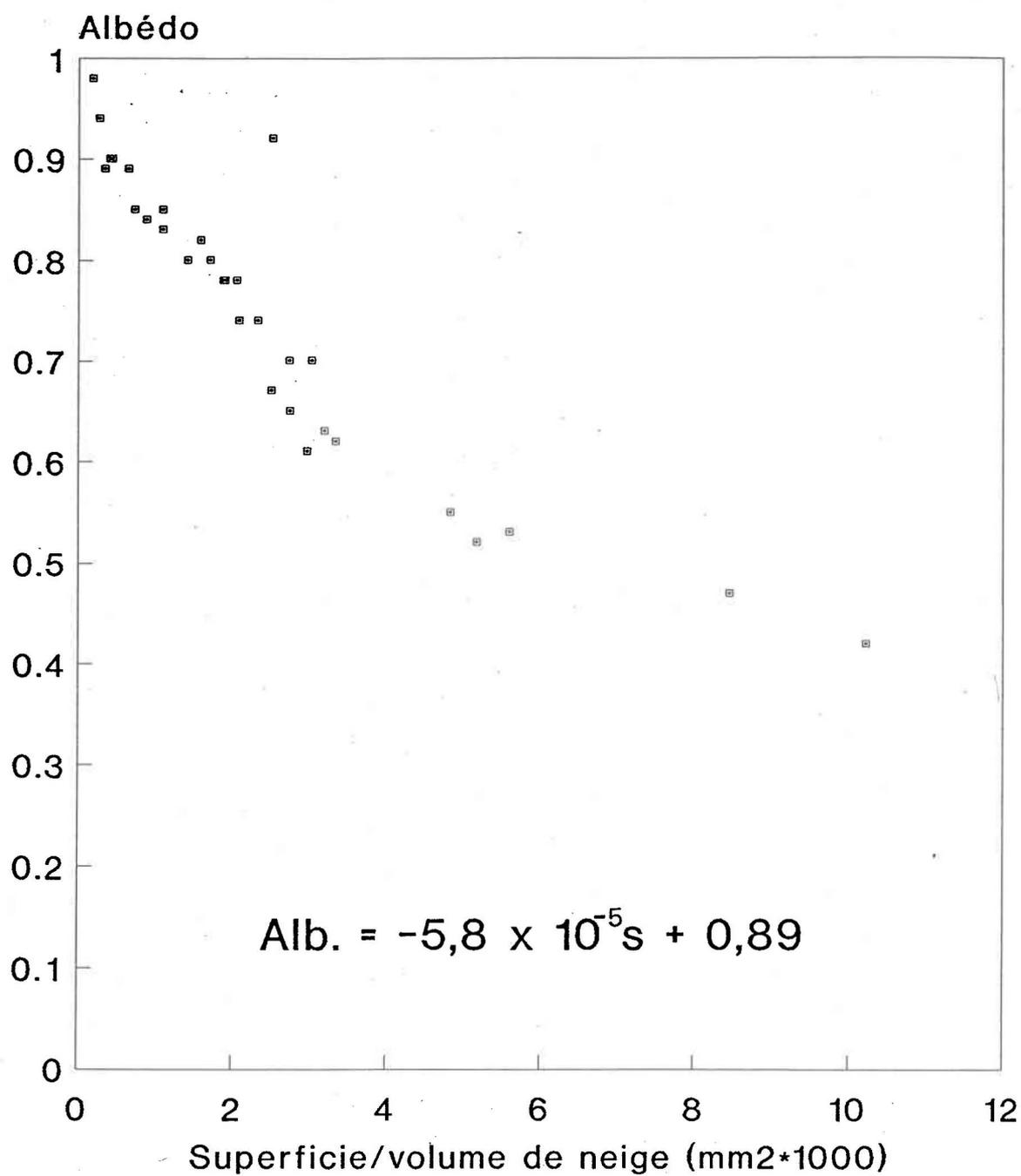


Figure 9. Albédo de la neige en fonction de la mesure de superficie des particules (<160  $\mu\text{m}$ ) présentes dans l'échantillon de neige

d'influence sur l'albédo dans la région spectrale du visible, toutes les mesures ont été réunies dans un même graphique. On peut voir qu'il y a effectivement une relation entre la superficie des particules et l'albédo de la neige. Celui-ci tend à diminuer avec la superficie des particules.

Le coefficient de corrélation multiple est de:

$$r^2 = 0,90$$

et l'équation de la droite est :  $A = -5,8 * 10^{-5}s + 0,89$

Le tableau 5 présente  $R_{\infty}$ , les résultats de calcul de  $R_0$ , du poids de base, du coefficient de réflexion (s), du coefficient d'absorption (k) et les mesures de superficie par rapport à un volume et par rapport à un poids. Les coefficients d'absorption (k) et de réflexion (s) ont été obtenu à partir des équations (23) et (24) du chapitre 4. La mesure de superficie des particules s'est fait par rapport à un volume de neige (volume du carottier), cependant la théorie demande une mesure basée sur un poids. En divisant les valeurs de superficie des particules (surface/volume) par la densité (poids/volume) de la neige on obtient des mesures de superficie basé sur le poids de l'échantillon de neige

$$(\text{cm}^2/\text{cm}^3)/(\text{g}/\text{cm}^3) = \text{cm}^2/\text{g}.$$

Les figures 10 et 11 présentent la relation existant entre le coefficient d'absorption (k) et la mesure de superficie des particules par rapport à un volume et par rapport à un poids respectivement.

Pour la figure 10 l'équation de la droite de régression est:

$$k = 2,9*10^{-5}s + 0,021$$

Tableau 5 L'albédo en milieu semi-infini et en milieu fini (10 cm), le poids de base (w), les coefficients de réflexion (s) et d'absorption (k) ainsi que les mesures de superficie des particules dans la neige en fonction du volume et en fonction du poids.

No éch.	$R_{\infty}$	R calculé	w g/cm <sup>2</sup>	s cm <sup>2</sup> /g	k cm <sup>2</sup> /g	Superfic. mm <sup>2</sup> /volume	Superfic. mm <sup>2</sup> /poids
KM1	0,80	0,396	0,364	1,85	0,046	1698	4664
KM2	0,78	0,382	0,376	1,69	0,052	2046	5441
KM3	0,70	0,343	0,415	1,31	0,085	3014	7264
KM4	0,63	0,310	0,393	1,22	0,132	3179	8090
KM5	0,62	0,296	0,352	1,27	0,148	3326	9450
KM6	0,55	0,269	0,391	1,03	0,190	4824	12337
KM7	0,53	0,256	0,386	0,98	0,204	5590	14483
KM8	0,52	0,242	0,434	0,81	0,179	5168	11907
KM9	0,47	0,228	0,391	0,85	0,254	8454	21621
KM10	0,42	0,202	0,388	0,74	0,300	10210	26315

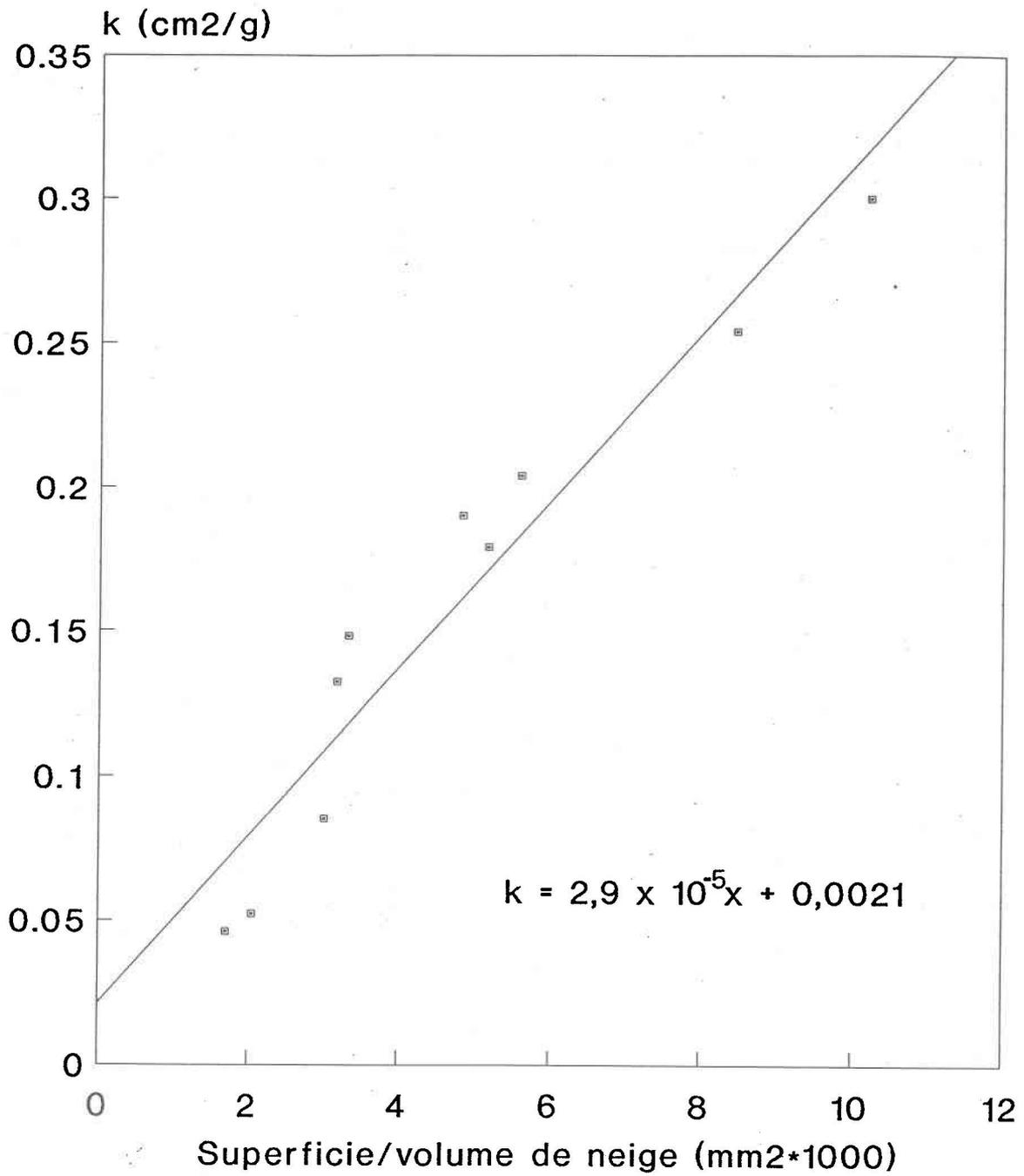


Figure 10 Coefficient d'absorption de la neige calculé selon la théorie de Kubelka-Munk, en fonction de la superficie des particules ( $<160 \mu\text{m}$ ) présentes dans un volume de neige donné

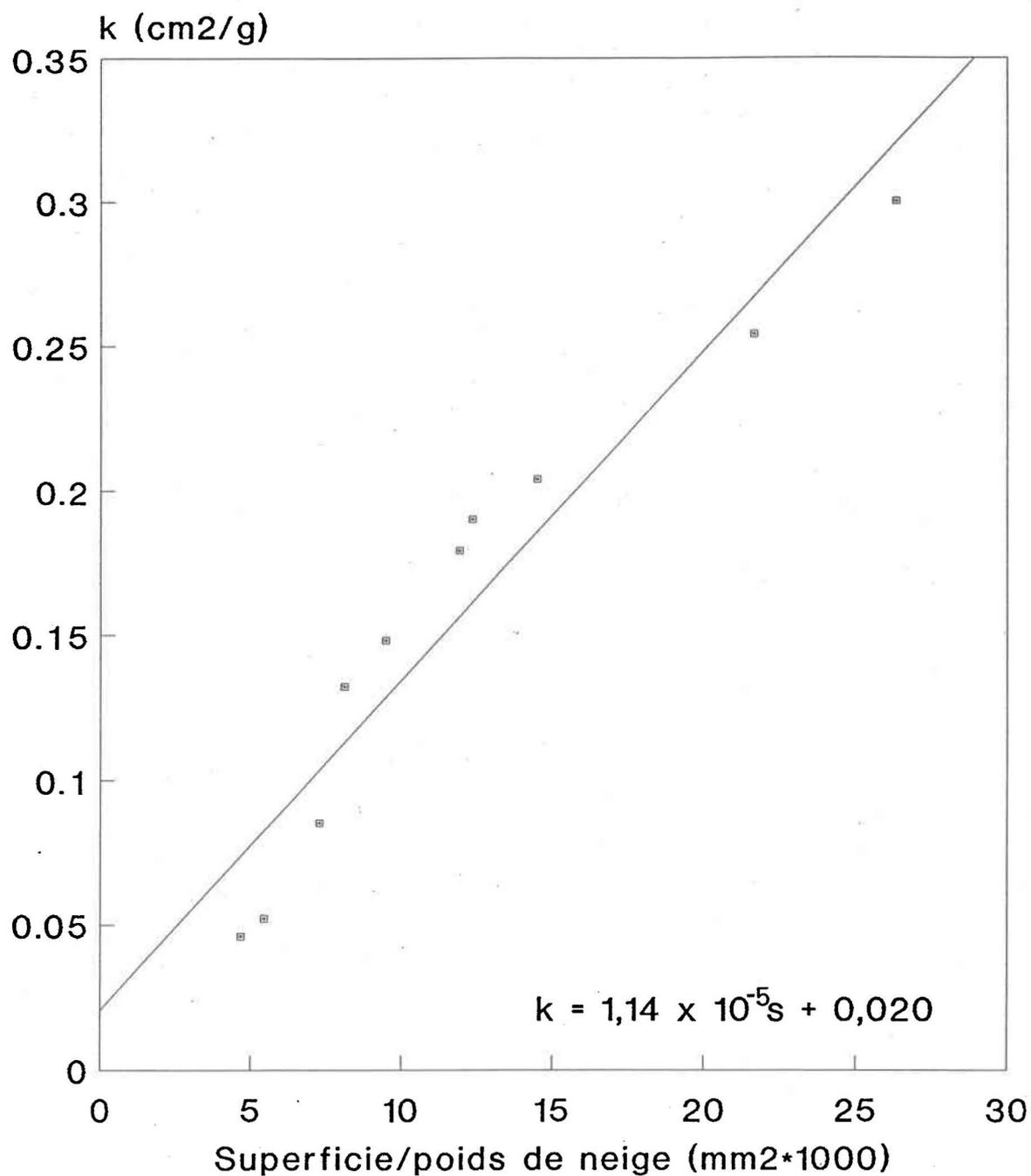


Figure 11 Coefficient d'absorption de la neige calculé selon la théorie de Kubelka-Munk, en fonction de la superficie des particules ( $<160 \mu\text{m}$ ) présentes dans un poids de neige donné

et le coefficient de corrélation multiple est de:

$$r^2 = 0,92$$

Pour la figure 11 l'équation de la droite de régression est:

$$k = 1,14 \cdot 10^{-5} s + 0,019$$

Le coefficient de corrélation multiple reste le même que pour la figure 10. Ceci nous amène à conclure que la mesure de superficie des particules qu'elle soit par rapport à un volume ou un poids ne change pas la relation coefficient d'absorption-vs-superficie des particules.

Les figures 12 et 13 présentent la relation entre le coefficient de réflexion (s) et la superficie des particules présentes dans la neige. Bien que le graphique montre une relation décroissante entre les deux paramètres, celle-ci ne semble pas être linéaire.

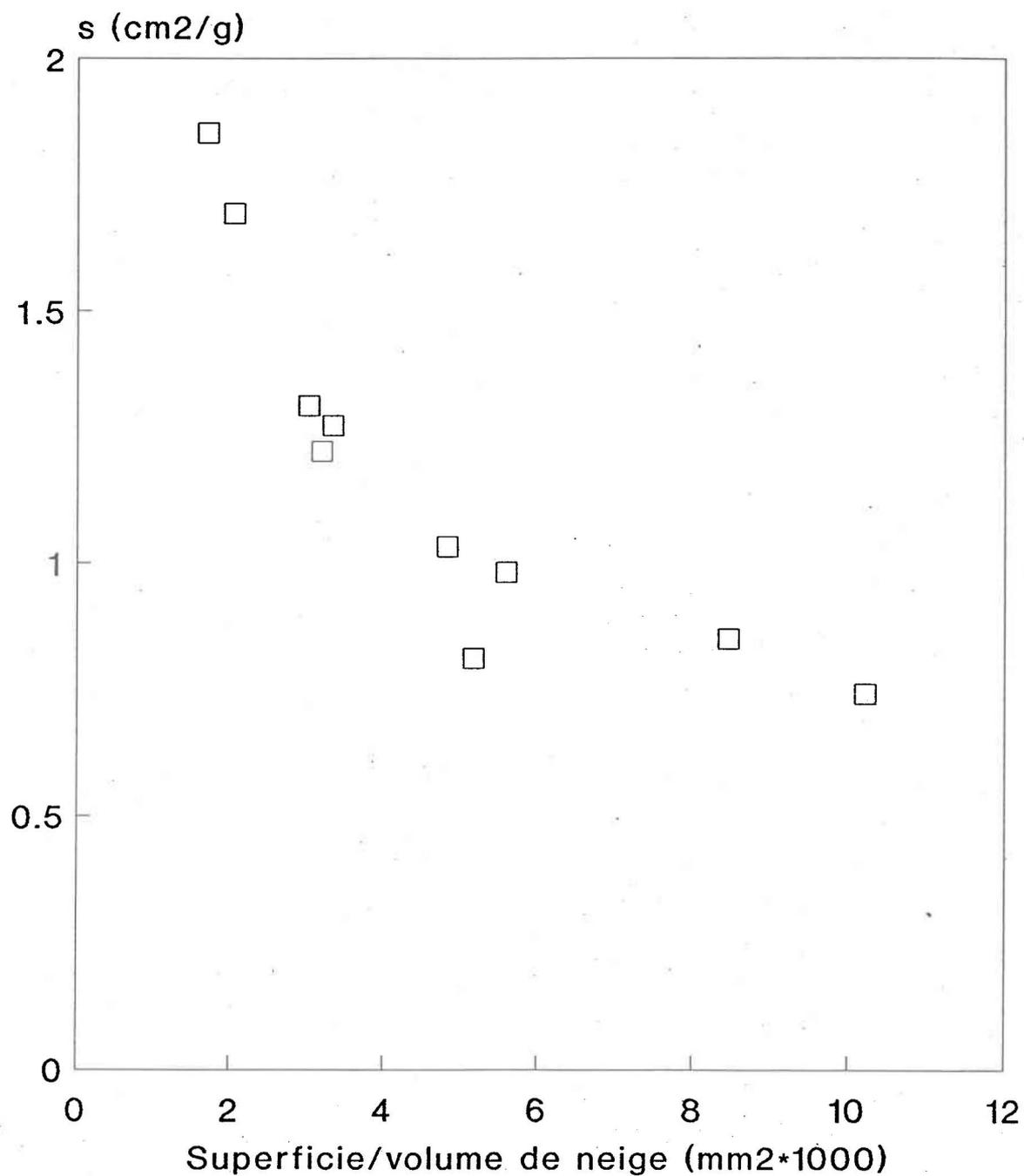


Figure 12 Coefficient de réflexion de la neige calculé selon la théorie de Kubelka-Munk, en fonction de la superficie des particules (<160  $\mu\text{m}$ ) présentes dans un volume de neige donné

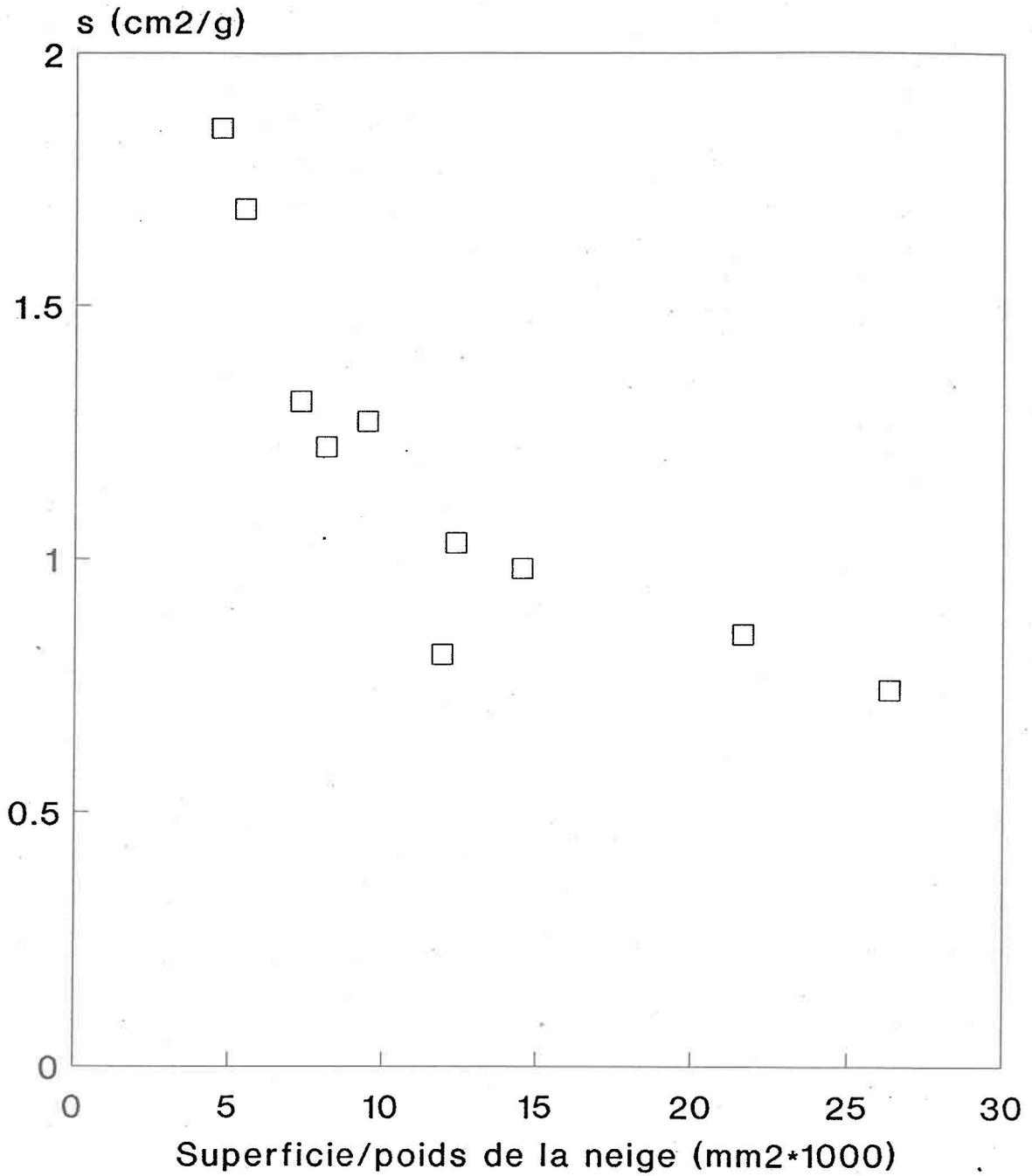


Figure 13 Coefficient de réflexion de la neige calculé selon la théorie de Kubelka-Munk, en fonction de la superficie des particules (<160  $\mu\text{m}$ ) présentes dans un poids de neige donné

## 7 DISCUSSION

La figure 9 montre qu'il y a effectivement une relation entre l'albédo et le contenu en particules dans la neige. Cette relation avait déjà été observée dans plusieurs recherches (Higuchi et Nagoshi, 1977; Grenfell et al., 1981; Woo et Dubreuil, 1985). Ce phénomène peut s'expliquer par le fait que le coefficient d'absorption des impuretés est élevé par rapport à celui de la neige dans le visible. Ainsi, la moindre présence de particules dans le couvert de neige influencera l'albédo de la neige. Notre façon de mesurer les concentrations d'impuretés dans la neige a l'avantage de tenir compte spécifiquement des particules de couleurs foncées qui sont les plus propices à absorber la lumière. La méthode qui mesure les impuretés de la neige en mg/l inclu dans la mesure toutes particules, quelque soit sa couleur. Les particules transparentes mesurée par cette méthode ne participent pas nécessairement à l'absorption de la lumière, bien au contraire ces particules peuvent entraîner une réflexion.

Si

$c$  = Superficie des particules observées dans un échantillon.

$f_p$  = Le rapport entre le poids des particules présentes dans la neige et le poids de la neige.

On aura

$$f_p = Ac \quad (25)$$

où  $A$  est une constante.

Pour un mélange de différents substrats  $R_\infty$  n'est pas considéré comme l'addition des  $R_\infty$  de tous les substrats. Par contre  $k$  et  $s$  sont additifs.

$$k = k_n(1 - f_p) + k_p f_p \quad (26)$$

$$s = s_n(1 - f_p) + s_p f_p \quad (27)$$

- où  $k_n$  = coefficient d'absorption de la neige.  
 $k_p$  = coefficient d'absorption des particules.  
 $s_n$  = coefficient de réflexion de la neige.  
 $s_p$  = coefficient de réflexion des particules.

Dans notre cas:

$$f_p \ll 1 \quad \text{et} \quad s_n \gg s_p$$

Donc les équations se réduisent à:

$$k = k_n + k_p f_p \quad (28)$$

$$s = s_n \quad (29)$$

Si on divise l'équation 28 par l'équation 29 et si on substitue  $f_p$  (équation 25) on a:

$$\begin{aligned} k/s &= k_n/s_n + (k_p/s_n)f_p \\ k/s &= k_n/s_n + (k_p/s_n)Ac \end{aligned} \quad (30)$$

L'équation 30 suggère une relation linéaire entre  $k/s$  et  $c$ . Cependant le graphique de nos données expérimentales de  $k/s$  en fonction de la superficie des particules (annexe 3) présente une relation croissante mais qui dévie de la linéarité spécialement pour les faibles valeurs de  $c$ . Il semble que les graphiques mettant en relation les paramètres reliés à la réflexion ( $R_\infty$ ,  $s$ , et  $k/s$ ) et les mesures de superficie des particules, aient toujours une courbe d'allure exponentielle. Théoriquement la courbe de réflexion prend une allure exponentielle pour ne jamais atteindre des valeurs négatives. Cette relation non-linéaire de la réflexion versus le contenu en impuretés est aussi démontrée par Woo et Dubreuil (1985) (Figure 5).

## 7.1 Le coefficient d'absorption

Les données recueillies lors de la campagne d'échantillonnage présentent une relation linéaire entre le coefficient d'absorption et la superficie des particules contenues dans la neige (figures 10 et 11). L'absorption de la lumière dans la neige augmente avec le contenu en particules. Cette augmentation de l'absorption est principalement expliquée par la présence et les propriétés optiques des impuretés.

La théorie de Kubelka-Munk ne distingue pas les deux composantes à l'étude soit la neige et les impuretés. Par contre les valeurs trouvées pour les coefficients d'absorption lors de l'expérimentation ne sont pas constantes. Cette variation dans les valeurs du coefficient d'absorption peut être attribuée aux paramètres identifiés au chapitre 3, soit la taille des cristaux de neige, l'angle zénithal du soleil et le couvert nuageux, l'épaisseur du couvert de neige et la présence d'impuretés dans la neige.

La taille des cristaux de neige influence la mesure de réflexion principalement dans le proche infra-rouge de 1 à 1,2  $\mu\text{m}$  (Wiscombe et Warren 1980a). Comme notre appareil mesurait la réflexion essentiellement dans le visible, ce paramètre ne peut expliquer la variation du coefficient d'absorption. L'angle zénithal et le couvert nuageux sont des paramètres gardés constants tout au long de la campagne d'échantillonnage. En effet, les mesures étaient prises au cours de journée ensoleillées, exemptes de nuage.

L'épaisseur du couvert de neige était aussi un paramètre constant puisque les couverts de neige étudiés étaient tous d'épaisseur semi-infini (de 0,5 à 1,3 m) (Wiscombe et Warren, 1980a, Grenfell et al., 1981). Ces paramètres sont donc à exclure pour expliquer les variations du coefficient d'absorption. Ce qui nous amène à conclure que la variation dans les valeurs du coefficient d'absorption sont attribuables

à la présence de concentrations variables d'impuretés dans la neige. En utilisant les équations de Kubelka-Munk, un coefficient d'absorption peut donc être calculé et utilisé comme mesure du contenu en particule dans la neige.

## 7.2 Le coefficient de réflexion

En considérant la théorie de Stokes où il n'y aurait pas d'absorption on a:

$$\begin{aligned} R &= r + (1-r)^2r + (1-r)^2r^3 + (1-r)^2r^5 \dots & (31) \\ &= r + (1-r)^2 (1 + r^2 + r^4 + \dots) \end{aligned}$$

$$R = r + \frac{(1-r)^2r}{1-r^2}$$

$$R = \frac{2r}{1+r} \quad (32)$$

Similairement, si on considère la théorie de Kubelka-Munk où il n'y aurait pas d'absorption on a:

$$R = \frac{sw}{sw+1}$$

Donc d'après l'équation 32:  $R = \frac{sw}{sw+1} = \frac{2r}{1+r}$

$$sw = (2r/1+r)sw + 2r/1+r$$

$$sw = \frac{2r}{1-r}$$

$$s = \frac{r}{1-r} * A \quad (33)$$

où  $A$  = la superficie des strates  
 et  $r$  = la réflectivité de l'interface air/strate

Pour une lumière incidente arrivant dans une direction perpendiculaire au substrat, Fresnel a trouvé:

$$r = \frac{(m - 1)^2}{(m + 1)^2} \quad (34)$$

où  $r$  = la réflectivité et  $m$  = index de réfraction

Nous savons que l'eau a un index de réfraction de 1,33 à 25°C, en assumant que la glace a le même index de réfraction, on aura:

$$r = 0,02006$$

En introduisant cette valeur dans l'équation 33 on aura:

$$s = 0,021 A$$

Nous savons que  $A$  est la superficie d'une strate et que celle-ci a deux côtés:

$$A = \frac{2}{dt} \quad (35)$$

où  $d$  = densité et  $t$  = épaisseur

La densité de la glace est de 0,9 g/cm<sup>3</sup> et l'épaisseur moyenne d'un cristal de neige est de 0,05 cm.

Donc:

$$A = 44,4 \text{ cm}^2/\text{g}$$

Avec cette valeur, nous avons:

$s = 0,93 \text{ cm}^2/\text{g}$  pour un rayonnement perpendiculaire.

Théoriquement cette valeur représente le coefficient de réflexion pour une neige pure. Ce résultat de  $0,93 \text{ cm}^2/\text{g}$  est incluse dans la gamme des valeurs obtenues pour le coefficient de réflexion lors de nos expériences. En effet le coefficient de réflexion varie de  $0,74$  à  $1,85 \text{ cm}^2/\text{g}$  (tableau 5). Le fait que notre valeur théorique soit incluse dans la gamme des valeurs expérimentales, nous amène à conclure que la neige est un substrat qui répond à la théorie de Kubelka-Munk.

### 7.3 Les sources d'erreur et recommandations.

La méthode utilisée pour mesurer le contenu en particules dans les échantillons fut élaboré dans le but de retenir uniquement les particules noires qui sont les plus susceptibles d'absorber efficacement la lumière. En effet, les méthodes basées sur le poids des impuretés tiennent compte de toutes les particules présentes dans la neige sans égard à leur capacité d'absorption de la lumière. Une prochaine étape à cette recherche serait de comparer plusieurs méthodes qui mesurent la quantité de particules dans la neige. Ainsi, il serait intéressant de comparer notre méthode avec celle de Grenfell *et al.* (1981) qui retiennent les particules présentes dans la neige sur un filtre de quartz et mesurent la transmission d'un rayon de lumière dirigé vers le filtre. Si notre méthode de mesure des superficies semble efficace, elle comporte cependant d'importantes sources d'erreur. C'est en tentant de déterminer sur les photographies les particules absorbantes (noires) de celles qui ne le sont pas que nous accumulons un pourcentage d'erreur important. Cette détermination est, en effet, très subjective. Nous nous sommes efforcés de palier à cette subjectivité en répétant trois fois la mesure de superficie des particules de chaque photographie.

Il est possible d'améliorer cette méthode tant au niveau de l'objectivité dans le choix des particules à ceinturer qu'au niveau de la rapidité. Après avoir lu la photographie, un balayeur électronique pourrait choisir les particules à ceinturer à partir d'une limite que nous fixerions. Par la suite, une programmation informatique semblable à celle utilisée par notre méthode (chapître 5 Matériel et méthode) pourrait compter le nombre de pixels contenu dans la superficie des particules présentes sur la photographie et convertir ce nombre selon une échelle donnée.

Cette nouvelle méthode éliminerait les erreurs dûes au manque d'objectivité dans le choix des particules à ceinturer. Par contre, elle ne pourrait éliminer l'erreur qu'entraîne l'ombre que projette la particule. A quelles reprises, les particules ayant un diamètre important projette une ombre due à une source de lumière latérale installée sur le binoculaire à caméra. Si l'ombre projetée est de couleur foncée, le balayeur électronique ne pourra faire la différence entre la particule elle-même et son ombre. Il est à noter que cette erreur est infime par rapport à celle qu'entraîne une subjectivité dans le choix des particules à ceinturer.

A la lumière des expériences de mesures que nous avons effectuées lors de cette recherche, nous pouvons conclure que la mesure de superficie des particules pour chaque échantillon n'est qu'une approximation. Le coefficient de variation pour un échantillon peut atteindre 20%.

Si l'analyse de variance non-paramétrique effectuée sur les mesures de superficie des particules montre une différence entre les moyennes des échantillons, le test de comparaisons multiples montre bien que cette différence s'adresse à très peu d'échantillons. En effet seuls les échantillons 1, 2, 4, 5, 6 et 7 (les échantillons sont triés par ordre croissant) se différencient du dernier échantillon (KM10). Cette faible différenciation d'un échantillon à l'autre est probablement dûe à la méthode de mesure

de superficie des particules qui entraîne beaucoup d'erreur. Si l'écart-type des échantillons était moindre on verrait une plus grande différenciation au niveau de la comparaison deux à deux des échantillons. Une façon de diminuer l'écart-type est d'améliorer la méthode comme expliqué précédemment ou bien d'ajouter un plus grand nombre d'observations par échantillon.

Le changement de l'angle zénithal du soleil au cours de la période d'étude peut être considéré comme une autre source d'erreur. Tous les jours, malgré l'heure fixe à laquelle nous échantillonnions, l'angle zénithal du soleil avait varié faiblement par rapport à la journée précédente dû à la rotation de la terre autour du soleil. La variation de l'angle du soleil en 2 mois est faible par rapport aux variations journalières et il est impossible de garder ce paramètre constant pour une étude dans le temps. Grenfell et al. (1981) ne se sont pas préoccupés de cette variation au cours de leur campagne d'échantillonnage qui s'est échelonnée du 13 mars au 17 avril 1980.

## 8 CONCLUSION

Il existe une relation significative entre l'albédo de la neige et son contenu en particules. De plus la neige semble suivre la théorie de Kubelka-Munk en ce qui a trait à la réflexion et à l'absorption de la lumière. C'est le coefficient d'absorption de la neige calculé à partir des équations de Kubelka-Munk qui montre la relation la plus significative avec les mesures de superficie des particules. C'est ce coefficient qui peut le mieux être utilisé pour l'évaluation du contenu en particules dans le couvert de neige.

La fonte de la neige semble être influencée par la concentration de particules allochtones dans le couvert de neige (Drake, 1981). Ces particules proviennent probablement de dépôts atmosphériques d'origine anthropique comme par exemple les gaz d'échappement des automobiles. Le fait d'avoir échantillonné dans la ville et à proximité des routes augmente la probabilité de rencontrer des dépôts en provenance des automobiles. Cette accumulation de dépôts atmosphériques dans le couvert de neige se fait sentir de manière plus évidente au printemps lorsque qu'il y a une même quantité de particules dans moins en moins de neige. Dans nos régions de latitudes moyennes, c'est surtout à cette époque de l'année que les particules présentes dans le couvert de neige ont une influence climatologique en activant la fonte. D'après Drake (1981) cette accumulation de particules peut avoir l'effet contraire lorsque l'on retrouve une épaisseur de dépôts de plus de 2,5 cm recouvrant le couvert de neige. Pour bien montrer le rôle des particules dans la fonte du couvert de neige il serait possible d'utiliser le coefficient d'absorption de la théorie de Kubelka-Munk. Un suivi de l'évolution de différents couverts de neige ayant des coefficients d'absorption différents mettrait en évidence le rôle des particules dans la fonte du couvert de neige. Les couverts de neige possédant des coefficients d'absorption élevés évoluerait plus rapidement par rapport aux couverts de neige où le coefficient d'absorption est faible.

## BIBLIOGRAPHIE

- Arai, T., 1966: On the relationship between albedo and the properties of snow. Japanese progress in climatology, Tokyo University of education, 88-95.
- Bergen, J.D., 1975: A possible relation of albedo to the density and grain size of natural snow cover. Water Res. Research, vol 11, no 5, 745-746.
- Bohren, C.F., B.R. Backstrom, 1974: Theory of the optical properties of snow. J. Geoph. Res., vol 79, no 30, 4527-4535.
- Bolsenga, S.J., 1981: Spectral reflectances of freshwater ice and snow from 340 through 1100 nm. PhD thesis, Univ. of Mich. Ann Arbor.
- Bryazgin, N., A. Koptev, 1969: Spectral albedo of snow ice cover. Prob. Artic Antarc., 29-32, 355-360.
- Carroll, J.J., B.W. Fitch, 1981: Effects of solar elevation and cloudiness on snow albedo at the south pole. Geophys. Res., vol 86, no c6, 5271-5276.
- Choudhury, B., 1981: A note on the solar elevation dependence of clear-sky snow albedo. Cold Region Sci. Technol., 5, 173-176.
- Choudhury, B., 1982: Spectral albedo of mid-latitude snowpacks. Cold Region Sci. Technol., 6, 123-139.
- Chylek, P., V. Ramaswamy, V. Srivastava, 1983: Albedo of soot-contaminated snow. J. Geophys. Res., vol 88, no c15, 10837-10843.
- Chylek, P., V. Ramaswamy, V. Srivastava, 1984: Graphitic carbon content of aerosols, clouds and snow, and its climatic implications. Sci. Total Env., 36, 117-120.
- Delmas, V., 1989: Chimie de la neige et de la fonte printanière au Casset, Alpes du sud. Thèse de doctorat (nouveau régime), Université de Paris 7, 80 p.
- Dozier, J., S.R. Schneider, D.F. McGinnis, 1981: Effect of grain size and snowpack water equivalence on visible and near-infrared satellite observations of snow. Water Resour. Res., vol 17, no 4, 1213-1221.
- Drake, J.J., 1981: The effects of surface dust on snow melt rates. Arctic Alpine Res., vol 13, no 2, 219-223.

- Dunne, T., L.B. Leopold, 1978: Water in environmental planning. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 873 pages.
- Eagleson, P.S., 1970: Dynamic hydrology. Massachusetts Institut of Technology, Mc Graw Hill, 462 p.
- Giddings, J.C., E.R. LaChapelle, 1961: Diffusion theory applied to radiant energy distribution and albedo of snow. J.Geophys. Res., 66, 181-189.
- Gray, D.M., A.D.J. O'Neil, 1973: Application of the energy budget for predicting snowmelt runoff. Inter. Disciplinary Symposium on Advanced Concepts and Technics in the Study of Snow and Ice Ressources, Monterey, California.
- Grenfell, T.C., G.A. Maykut, 1977: The optical properties of ice and snow in the Arctic basin. J. Glaciol., 18 (80), 445-463.
- Grenfell, T.C., D.K. Perovich, J.A. Ogren, 1981: Spectral albedo of an alpine snowpack. Cold Region Sci Technol, 4, 121-127.
- Higushi, K., A. Nagoshi, 1977: Effect of particulate matter in surface snow layers on the albedo of perennial snow patches. Isotopes and impurities in snow and ice, IAHS, publ. no 118, 95-97.
- Holmgren, B., 1971: Climate and energy exchange on a subpolar ice cap in summer. Part E, Radiation climate, Uppsala, Meteorologiska Institutionen Uppsala universitet, 111 p.
- Hubley, R.C., 1955: Measurements of diurnal variations in snow albedo on Lemon Creek Glacier, Alaska. J. Glaciol., 2, 560-563.
- Jones, H.G., C. Heitner, 1973: Optical measurement of absorption and scattering properties of wood using Kubelka-Munk equations. Pulp Paper Magazine of Canada, 74, no 5, 37.
- Kukla, G.J., 1980: Climatic variations and variability: facts and theories. Ed. A. Gerger, Columbia University, p. 85-109,
- Kumai, M., 1977: Electron microscope analysis of aerosols in snow and deep ice cores from Greenland. Isotopes and impurities in snow and ice, IAHS Publ., no 118, 341-350.
- LaChapelle, E.R., 1969: Field guide to snow crystals. University of Washington Press, 101 p.

- Liljequist, G.H., 1956: Energy exchange of an Antarctic snowfield. Short wave radiation (Maudheim 71°03' S, 10°56' W). Norwegian-British-Swedish Antarctic expedition, 1949-52, Scientific results, vol 2, Part 1A, Norsk Polarinstitut, 107 p.
- Nakaya, V., 1954: Snow crystals: Natural and artificial. Harvard University press, 510 p.
- O'Brien, H.W., R.H. Munis, 1975: Red and near-infrared spectral reflectance of snow. US army CRREL Res., Rep. 332, 18 p.
- O'Neil, A.D.J., D.M. Gray, 1972: Solar radiation penetration through snow. AISH Pus., vol 1, no 107, p 176-186.
- Prowse, T.D., I.F. Owens, 1982: Energy balance over melting snow, Craigieburn Range, New Zealand. J. of Hydrol., vol 21, no 2, 133-147.
- Robinson, D.A., G. Kukla, 1984: Albedo of a dissipating snow cover. J. Climate App. Meteo., vol 23, 1626-1634.
- Robock, A., 1980: The use of snow and ice data in energy balance climate modelling. Proc.Snow Watch, Report GD-11, p 41-43.
- Rosen, H., A.D.A. Hansen, L. Gundel, T. Novakov, 1978: Identification of the optically absorbing component in urban aerosols. Appl. Opt., 17, 3859-3861.
- Rusin, N.P., 1961: Meteorological and radiational regime of Antarctica. Leningrad Gidrometeorologischeskoye Izdatel'stvo, Leningrad, 1961.
- Sauberer, F., 1950: Die spektrale, strahlungsdurchlässigkeit des eises, wetter und leben, Jahrg. 2, Heft 9/10, 143-197.
- Scallan, A.M., J. Borch, 1972: An interpretation of paper reflectance based upon morphology. I. Initial considerations. J. Techn. Ass. Pulp Paper Ind., vol 55, no 4, 583-588.
- Scallan, A.M., 1985: An alternative approach to the Kubelka-Munk Theory. J. Pulp Paper Sci., vol 11, no 3, 1-5.
- Scherrer, B., 1984: Biostatistique. Gaëtan Morin éditeur, Chicoutimi, Québec, 850 pages.
- Schlatter, T.W., 1972: The local surface energy balance and subsurface temperature regime in Antarctica. J. Appl. Meteor., 11, 1048-1062.

- Seiler, W., P.J. Crutzen, 1980: Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning. Climatic Change, 2, 207-247.
- Sergent, C., P. Chevrand, J. Lafeuille, D. Marbouty, 1984: Caractérisation optique de différents types de neige. Extinction de la lumière dans la neige. Note de travail de l'EERM, no 100, Grenoble, France.
- Tindall, T.A., S.A. Dewey, 1987: Graphite-Nitrogen suspension with selected herbicides applied to snow cover in management of winter wheat. Soil Sci., vol. 144 no3, p. 218-223.
- Thompson, L.G., B. Hastenrath, 1979: Climatic ice core records from the tropical Quelccaya ice cap. Science, 203, 1240-1243.
- Warren, S.G., 1982: Optical properties of snow. Reviews Geophys. Space Physics, vol 20, no 1, 67-89.
- Wiscombe, W., S.G. Warren, 1980a: A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow. J. Atm. Sci., vol 37, no 12, 2712-2733.
- Wiscombe, W., S.G. Warren, 1980b: A model of spectral albedo of snow. II: Snow containing atmospheric aerosols. J. Atm. Sci., vol 37, 2734-2745.
- Woo, M., M.A. Dubreuil, 1985: Empirical relationship between dust content and arctic snow albedo. Cold Region Sci. Technol., vol 10, 125-132.
- Zar, J.H., 1984: Biostatistical analysis. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 718 p.

## ANNEXE 1

La première étape pour évaluer  $R_0$  consiste à glisser 1, 4, et 9 plaques de plastique noir à dix centimètres sous le couvert de neige. Nous supposons qu'avec l'ajout successif de plaques noires à 10 cm sous le couvert de neige, la réflexion de la lumière sur la neige diminuera de façon exponentielle. En effet la superficie noire augmentant, le milieu devient graduellement un milieu fini où le fond noir influence la réflexion de la lumière (augmentation de l'absorption). La réflexion diminue de façon exponentielle plutôt que linéaire pour ne jamais atteindre une valeur négative.

La relation qu'empruntera l'albédo de la neige avec le nombre de plaques glissées à 10 cm sous le couvert de neige, aura l'allure d'une courbe exponentielle négative. La valeur de "y" lorsque "x" est grand représente la valeur de l'albédo pour un couvert de neige de 10 cm. A cette épaisseur, le milieu est dit fini.

L'équation de cette courbe serait:  $y = A(1 + e^{-lx})$

En se servant de nos mesures expérimentales et de la somme des moindres carrés on a:

$$S = \sum (Y_i - y_i)^2 = \sum (A(1 + e^{-lx_i}) - y_i)^2$$

On a:

$$\begin{aligned} \frac{ds}{dl} &= \sum 2(A(1 + e^{-lx_i}) - y_i) * A(-x_i) e^{-lx_i} \\ &= -\sum 2A^2(1 + e^{-lx_i}) x_i e^{-lx_i} + 2A \sum x_i y_i e^{-lx_i} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{ds}{dA} &= 2 \sum (A(1 + e^{-lx_i}) - y_i) (1 + e^{-lx_i}) \\ &= 2 \sum A(1 + e^{-lx_i})^2 - 2 \sum y_i(1 + e^{-lx_i}) \end{aligned}$$

donc:

$$\frac{ds}{dl} = -A \sum (1 + e^{-lx_i}) x_i e^{-lx_i} + \sum x_i y_i e^{-lx_i}$$

$$\frac{ds}{dA} = A \frac{\sum (1 + e^{-lx_i})^2 - \sum y_i (1 + e^{-lx_i})}{\sum x_i y_i e^{-lx_i} / (\sum ((1 + e^{-lx_i}) x_i e^{-lx_i}))}$$

Lorsque:

$$\frac{ds}{dl} = 0 \quad A = \frac{(\sum x_i y_i e^{-lx_i}) / (\sum ((1 + e^{-lx_i}) x_i e^{-lx_i}))}{(\sum y_i (1 + e^{-lx_i})) / (\sum (1 + e^{-lx_i})^2)}$$

$$\frac{ds}{dA} = 0 \quad A = \frac{(\sum y_i (1 + e^{-lx_i})) / (\sum (1 + e^{-lx_i})^2)}{(\sum x_i y_i e^{-lx_i}) / (\sum ((1 + e^{-lx_i}) x_i e^{-lx_i}))}$$

Donc:

$$\frac{(\sum x_i y_i e^{-lx_i}) / (\sum ((1 + e^{-lx_i}) x_i e^{-lx_i}))}{(\sum y_i (1 + e^{-lx_i})) / (\sum (1 + e^{-lx_i})^2)} = \frac{(\sum y_i (1 + e^{-lx_i})) / (\sum (1 + e^{-lx_i})^2)}{(\sum x_i y_i e^{-lx_i}) / (\sum ((1 + e^{-lx_i}) x_i e^{-lx_i}))}$$

$$\sum y_i (1 + e^{-lx_i}) * \sum (1 + e^{-lx_i}) x_i e^{-lx_i} - \sum (1 + e^{-lx_i})^2 * \sum x_i y_i e^{-lx_i} = 0$$

On fait varier l pour que f(l) = 0 en utilisant la procédure Newton-Raphson.

Tableau 1.1. Résultats du calcul des inconnues l et A et de R<sub>0</sub>

No éch.	R <sub>∞</sub>	l	A	R <sub>0</sub>
KM1	0,80	0,222	0,3949	0,3965
KM2	0,78	0,218	0,3804	0,3820
KM3	0,70	0,220	0,3552	0,3569
KM4	0,63	0,219	0,3085	0,3098
KM5	0,62	0,213	0,2946	0,2960
KM6	0,55	0,217	0,2679	0,2691
KM7	0,53	0,212	0,2546	0,2559
KM8	0,52	0,211	0,2412	0,2424
KM9	0,47	0,222	0,2272	0,2280
KM10	0,42	0,209	0,2009	0,2020

## ANNEXE 2

### Le test de Kruskal-Wallis

Le test de Kruskal-Wallis permet de déterminer si les  $k$  sommes des rangs se révèlent trop disparates pour que l'hypothèse nulle d'unicité de la population d'origine des échantillons soit retenue. La distribution de la variable auxiliaire obéit à une loi du khi-carré si les effectifs des échantillons se révèlent assez grands.

$$H_c = \frac{12}{n(n+1)} \sum_{j=1}^k \frac{R_j^2}{n_j} - 3(n+1) \quad \text{où}$$

$$n = \sum_{j=1}^k n_j$$

$n_j$  = effectif du  $j^{\circ}$  échantillon

$k$  = nombre d'échantillons

$R_j$  = Somme des rangs des éléments du  $j^{\circ}$  échantillon.

$H_0$  = Les 31 échantillons constituent un groupe homogène.

$H_1$  = Les 31 échantillons constituent un groupe hétérogène.

Si l'hypothèse principale d'équivalence des populations d'origine est vraie, la variable auxiliaire  $H$  obéit à une loi du  $X^2$  à  $v$  égal à  $(k-1)$  degré de liberté. Si  $H_c$  est inférieur  $X^2_{\alpha(k-1)}$ , l'hypothèse principale est acceptée avec un risque  $\beta$  dont on ne connaît pas le niveau. Si  $H_c$  est supérieur ou égal à  $X^2_{\alpha(k-1)}$ , l'hypothèse alternative  $H_1$  d'inégalité d'au moins une population d'origine est acceptée avec un risque d'erreur égale à  $\alpha$ .

R1 = 6	R10 = 71	R19 = 178	RKM7 = 253
R2 = 16	R11 = 87	R20 = 186	RKM8 = 249
R3 = 176	R12 = 109	R21 = 207	RKM9 = 269
R4 = 36	R13 = 102	RKM1 = 122	RKM10 = 274
R5 = 37	R14 = 128	RKM2 = 147	
R6 = 25	R15 = 131	RKM3 = 204	
R7 = 52	R16 = 146	RKM4 = 213	
R8 = 59	R17 = 163	RKM5 = 209	
R9 = 84	R18 = 187	RKM6 = 244	

$$N = 31 * 3 = 93$$

$$H = \frac{12}{93(94)} \sum \frac{R_i^2}{n_i} - 3(94) = 368,76$$

$$H_{0,05(30)} = 43,77$$

On peut donc conclure à une hétérogénéité au sein du groupe d'échantillons.

#### Le test de Tuckey.

Si on conclut à une hétérogénéité des échantillons, on peut se demander quels échantillons sont responsables de cette hétérogénéité. Il s'agit de déterminer quels échantillons se révèlent significativement différents des autres et causent l'hétérogénéité. Le test de Tuckey a été effectué et les résultats sont présentés.

Contrairement à l'analyse de variance, les tests de comparaisons multiples non-paramétriques sont fondés sur les résultats d'une série de comparaisons de rangs pris deux à deux.

Dans ce test on considère tour à tour toutes les comparaisons possibles entre les rangs des moyennes pris deux à deux et l'on se pose chaque fois la question suivante : Si le plus grand écart existant entre les k rangs était celui que l'on considère

présentement , cet écart serait-il trop grand pour être attribuable aux fluctuations d'échantillonnage? Cette façon de procéder permet de contrôler l'erreur  $\alpha$  qui correspond à la probabilité de rejeter à tort l'hypothèse d'égalité de toutes les moyennes.

Les étapes à suivre sont:

$H_0$  = L'échantillon est significativement différent des autres

1°: Calcul de  $SE = \sqrt{(n(nk)(nk + 1))/12}$

2°: Calculer la somme des rangs de chaque échantillon.

3°: Ordonner les échantillons par la somme de leur rang.

4°: Comparer les rangs, un à un, en commençant par les deux extrêmes. Ex:  $R_B$  vs.  $R_A$

5°: Calculer  $q = (R_B - R_A)/SE$

6°:  $q$  théorique =  $q(\alpha, \infty, k) = q(0,20, \infty, 31)$

7°: Comparer  $q$  calculé et  $q$  théorique. Si le  $q$  calculé est plus grand que le  $q$  théorique alors on rejette  $H_0$ .

Les résultats du test de Tuckey pour nos valeurs expérimentales montrent qu'il y a très peu de différence statistique entre nos échantillons, si ce n'est que pour les extrêmes soit:

1 et 2 = 31, 30, 29, 28 et 27.

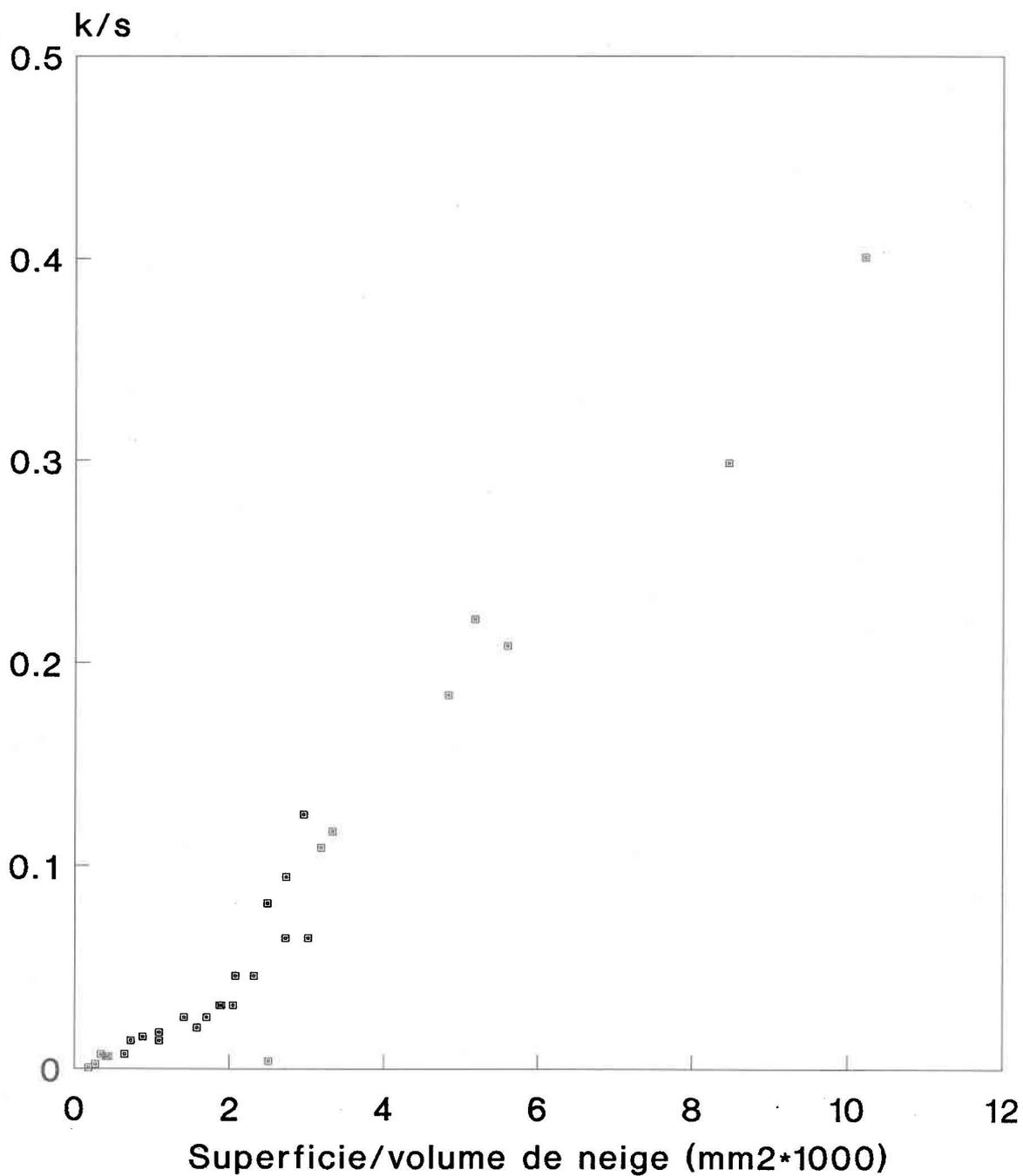
6 = 31, 30, 29, 28

4 et 5 = 31,30

7 = 31

Les autres échantillons sont considérés comme statistiquement semblables. Ceci est principalement dû à la méthode de mesure des superficies des particules qui implique d'importants écart-types.

## Annexe 3



k/s par rapport à la superficie des particules