

Les propriétés physiques de la neige

The physical properties of snow

D. Marbouty*

Direction de la Météorologie
Centre d'Etudes de la Neige

La neige est un mélange à 2 ou 3 phases : solide (glace), gazeuse (air saturé en vapeur d'eau) et éventuellement liquide (eau). De plus les domaines de pression et température généralement rencontrés sont proches du point triple de l'eau. Les échanges entre ces phases sont donc permanents et souvent très importants (métamorphoses). Par conséquent ce que l'on appelle la neige ne recouvre pas un matériau précis mais tout un ensemble de matériaux dont les caractéristiques peuvent varier de façon considérable. La plupart des paramètres, en particulier mécaniques, varient sur plusieurs ordres de grandeur. A titre d'exemple le tableau suivant montre les domaines de variation de quelques paramètres caractéristiques de la neige.

Paramètre	Domaine de variation
Densité	20 à 700 Kg m ⁻³
Conductivité électrique (DC)	10 ⁻⁸ à 10 ⁻⁵ Ω ⁻¹ m ⁻¹
Conductivité thermique effective	0,02 à 1 W m ⁻¹ K ⁻¹
Albédo visible	0,5 à 1
Viscosité de Maxwell	10 ⁴ à 10 ⁸ poises

Ces différents paramètres varient principalement en fonction de la densité mais aussi en fonction de la teneur en eau liquide, de la taille et de la forme des grains.

Nous allons donc passer en revue successivement les paramètres de composition, les propriétés thermiques, optiques, électriques de la neige. Il s'agit ici des propriétés macroscopiques du matériau. On s'efforcera de les expliquer et de donner une information quantitative utile.

* Adresse actuelle : Service météorologique interrégional Sud-Ouest BP5-33705 Mérignac.

I. Composition de la neige

Masse volumique

Rappelons tout d'abord la masse volumique de la glace.

$$\rho_g = 917 \text{ kg/m}^3$$

Cette masse volumique croît lorsque la température décroît : de environ 1 kg/m³ par 10°C et cela jusqu'à - 120 °C.

Pour la neige, des mesures systématiques sont données par Pahaut (1975). La masse volumique de la neige fraîche se situe entre 20 et 200 kg/m³. Elle croît avec le vent et la température de l'air au moment de la chute comme le montre la figure 1.

On pourra en général prendre une valeur moyenne de 100 kg/m³, qui présente en outre l'avantage d'avoir l'équivalence simple :

$$1 \text{ mm d'eau} = 1 \text{ cm de neige.}$$

Par la suite, cette neige se tasse et atteint des valeurs de l'ordre de 500 kg/m³ en fin d'hiver au moment de la fonte. La figure 2 montre la répartition des densités par type de neige.

On peut cependant observer des valeurs nettement supérieures dans des dépôts d'avalanche (700 kg/m³) et bien sûr dans des névés.

Cette masse volumique est en général désignée par ρ .

Très souvent au lieu de masse volumique on parlera de densité :

$$d = \rho/\rho_g \text{ où } \rho_g = \text{masse volumique de l'eau} = 1000 \text{ kg/m}^3$$

ou encore de porosité :

$$\phi = 1 - \rho/\rho_g$$

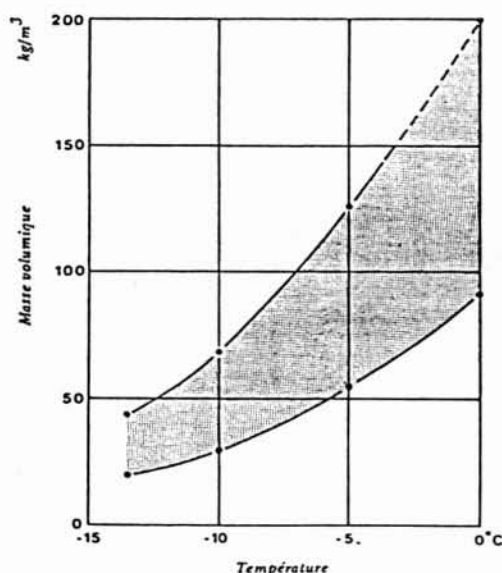


Figure 1. — (D'après Pahaut 1975). Répartition des masses volumiques ρ mesurées pour la neige fraîche en fonction de la température de l'air au moment de la chute. Le domaine est assez large car ρ dépend d'autres paramètres (en particulier le vent au moment de la chute).

$\rho_{\text{kg/m}^3}$	< 50	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	> 500
$\gamma_{\text{°C}}$	7°	33°	33°	33°	11°							
+	Nombre de cas: 190											
λ	2	19	43	22	14							69
•		2	8	20	22	23	17	7	1			117
Δ				11	33	33	12	5				63
O												249

Figure 2. — (D'après Pahaut 1975). Répartition des masses volumiques de la neige par type de grains :

- + neige fraîche
- λ particules reconnaissables
- grains fins
- O grains ronds
- Δ givre de profondeur

On vérifie que la neige se tasse au fur et à mesure de son évolution.

On peut donc remarquer que la porosité s'étend de 98 % à environ 50 % pour les neiges saisonnières.

En moyenne dans un manteau neigeux en place la masse volumique croît avec la profondeur mais les exceptions sont très fréquentes et correspondent en général à des instabilités.

Température

Nous citons ce paramètre pour mémoire car un certain nombre de propriétés de la neige en dépendent directement. Son effet le plus important est cependant sur la vitesse de déroulement des métamorphoses.

Rappelons simplement que la température de la neige est évidemment toujours négative ou nulle. Elle est strictement négative lorsque la neige est sèche (2 phases). Elle est nulle lorsque la neige contient de l'eau (3 phases).

Enfin à cause des propriétés thermiques de la neige que nous verrons plus loin (isolant), la température de la base du manteau neigeux est toujours très proche de 0 °C dans nos régions (dès que l'épaisseur de ce manteau est suffisante, c'est-à-dire de l'ordre de 50 cm à 1 m).

Teneur en eau liquide (T.E.L.)

Ce paramètre, également très important pour décrire l'état de la neige, donne la proportion de la phase liquide présente dans la neige. Il faut toujours être très précis lorsque l'on parle de la TEL car plusieurs définitions sont utilisées :

— pourcentage massique

Cette TEL massique était en général utilisée lorsque les mesures étaient faites par calorimétrie ou centrifugation.

Elle se définit comme :

$$W_m = \frac{\text{masse de l'eau liquide}}{\text{masse totale (eau + glace) de l'échantillon}}$$

— pourcentage volumique

Cette TEL volumique est plutôt utilisée aujourd'hui car c'est elle qui intervient dans les mesures électriques que nous verrons au § IV. Elle se définit évidemment comme :

$$W_v = \frac{\text{Volume de l'eau liquide}}{\text{Volume total de l'échantillon}}$$

On a la relation simple avec W_m :

$$W_v = W_m \times d \quad \text{où } d \text{ est la densité}$$

De plus comme la TEL n'intervient que pendant la période de fonte c'est-à-dire le plus souvent dans de la neige en grains ronds dont la masse volumique est voisine de 500 kg/m³ on peut généralement utiliser la relation simple

$$W_m = 2 \cdot W_v$$

— pourcentage du volume des pores

Une troisième TEL est parfois utilisée surtout dans les modélisations. Elle est définie par :

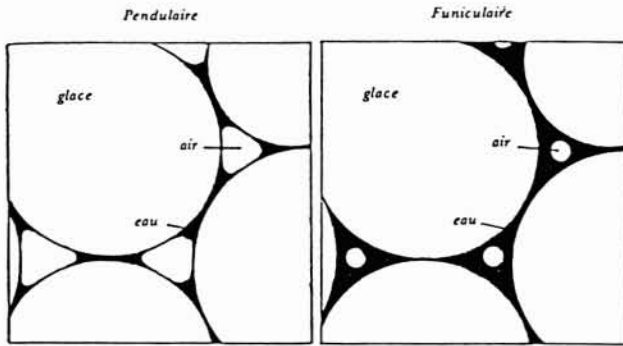


Figure 3. — Représentation schématique d'un régime de faible saturation (pendulaire) et du régime de forte saturation (funiculaire) en eau de la neige.

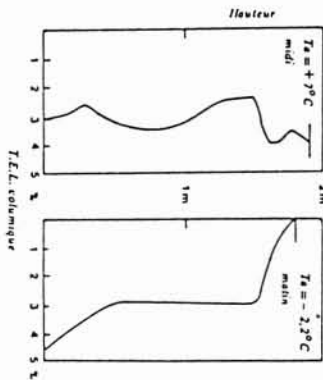


Figure 4. — (D'après Audibert 1978). Exemples de profil de TEL du manteau neigeux réalisés au Col de Porte (1350 m) au moment de la fonte. T_a = température de l'air au moment de la mesure.

$$W_p = \frac{\text{Volume de l'eau liquide}}{\text{Volume total} - \text{Volume de phase glace}}$$

Cette TEL présente l'intérêt d'être plus descriptive de l'état de saturation en eau de la neige. En effet, elle atteint 100 % lorsque les interstices entre les grains sont remplis d'eau ce qui correspond réellement à une « neige saturée en eau » alors que les deux autres TEL (W_v et W_m) atteignent 100 % lorsqu'il n'y a plus de neige.

On a la relation avec W_v

$$W_p = \frac{0.917 W_v}{0.917 + W_{v-d}} \quad \text{où} \quad 0.917 = \rho_g / \rho_e$$

Dans la suite de cet article nous ne parlerons plus que de pourcentage volumique.

Au sujet de l'effet de cette TEL sur la neige on distingue généralement les faibles saturations des fortes saturations. Cette distinction correspond au schéma de la figure 3.

Dans le cas des faibles saturations (ou régime pendulaire) l'eau s'installe au niveau des liaisons entre les grains : la phase liquide est pratiquement discontinue. Au contraire, la phase vapeur est à peu près continue. La neige conserve alors une bonne cohésion car l'eau lie les grains par capillarité. Tant que l'eau est normalement drainée à travers la neige, on se trouve dans ce cas. Matériellement cela correspond donc à ce que l'on appelle une neige humide.

Cependant dans certains cas l'eau ne peut plus être

suffisamment drainée : au-dessus du sol, au-dessus d'une croûte de la glace, chemins de percolation... On atteint alors le régime des fortes saturations (ou régime funiculaire) : la phase liquide devient continue et la phase vapeur n'existe plus que sous forme de bulles d'air incluses dans cette phase liquide. Les échanges thermodynamiques sont alors différents car il n'y a plus d'échanges directs entre les phases solide et gazeuse. La neige subit alors une métamorphose très rapide : croissance des grains, densification accélérée et surtout perte de cohésion. Matériellement cela correspond à ce que l'on appelle des neiges très mouillées ou imbibées.

Le passage entre ces deux régimes se situe d'après les estimations (Colbeck-1973) aussi bien que les mesures (Denoth-1980) vers 14 % du volume de pores soit aux environs de 8 % volumique. D'autre part les mesures réalisées par Audibert (1978), de profil de TEL au moment de la fonte du manteau montrent que les valeurs de W_v se répartissent en général aux alentours de 3 %.

Structure de la neige

Enfin pour obtenir la description d'un échantillon de neige il est nécessaire de donner des renseignements sur sa structure. Le paramètre le plus simple est la taille moyenne des grains a . Pour la forme on se contente en général de classer l'échantillon dans l'une des 5 classes suivantes :

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

Dans les modélisations, si une appréciation de la structure est nécessaire, la neige est en général considérée comme un ensemble de grains sphériques (modèles optiques) ou d'ellipsoïdes (modèles électriques).

Des renseignements plus complets sur la structure sont parfois nécessaires en ce qui concerne les liaisons entre les grains. On mesure alors le nombre moyen de liaisons par grains (ou ponts) n , et le diamètre moyen de ces ponts x . Mais ceci nécessite des moyens complexes : coupe mince, analyse de forme. Pour donner un ordre de grandeur, les mesures de n observées en coupe plane varient de moins de 1 pour de la neige fraîche à environ 3 pour de la neige en grains fins (remarque : pour un empilement cubique de sphères on a 3 liaisons par sphère en 3 dimensions). Quant à x , le paramètre important n'est pas x lui-même mais le rapport x/a car on peut estimer en première approximation que la cohésion de la neige est proportionnelle à $(x/a)^2$. Ce paramètre x/a est une fonction croissante du temps, de la température et c'est une fonction décroissante de a , ceci uniquement pour les neiges froides ($TEL = 0$).

Stratification

L'aspect stratifié est une des propriétés importante du manteau neigeux. Chaque couche de neige a une histoire propre qui peut être très différente de celle des autres couches supérieures ou inférieures et aboutir à une évolution très différente. Ainsi tous les différents types de neige peuvent coexister simultanément sur une même verticale du manteau neigeux. Il sera donc parfois nécessaire de disposer d'une « mesure » de cette stratification. Pour cela on dispose soit du sondage de battage souvent très insuffisant, soit plus généralement on se contente d'une description qualitative des différentes couches de neige rencontrées : c'est le profil stratigraphique.

Cette stratification peut également jouer sur certains paramètres intégrés pour l'ensemble du manteau. C'est en partie vrai pour certaines propriétés optiques (albédo visible) mais cela l'est surtout pour le comportement dans le domaine des microondes.

Impuretés

La neige peut contenir des impuretés incorporées au moment de la formation des cristaux dans l'atmosphère ou pendant la phase de précipitation, ou encore déposées au sol. Ces impuretés sont d'origine très diverses : continentales, océaniques, volcaniques, activité humaine (industrie, agriculture). Elles sont aussi de natures très diverses : minérale, organique, microorganismes (algues, bactéries, insectes...),... Dans certains cas la présence d'une grande quantité de ces impuretés en particulier sous forme de poussières peut donner lieu à une coloration de la chute de neige (neiges rouges ou neiges jaunes correspondant le plus souvent à des masses d'air d'origine saharienne). La présence de ces impuretés influe sur les propriétés optiques, électriques mais peut aussi avoir des effets sur les propriétés mécaniques. On ne donnera pas ici l'ordre de grandeur car la concentration de ces impuretés peut être très variable.

La neige est en général légèrement acide avec un pH compris le plus souvent entre 4 et 6 (signalons cependant une chute de neige rouge au Col de Porte pour laquelle un pH de 7,9 a été mesurée par Thomas-1976).

II. Les propriétés thermiques de la neige

On s'intéresse ici seulement à la neige froide c'est-à-dire sans phase liquide car le cas de la neige humide est soit sans intérêt soit sans données disponibles.

La principale caractéristique thermique de la neige est d'être un bon isolant ce qui s'explique très bien puisque l'on a vu que c'est un matériau très poreux. Nous y reviendrons après avoir passé en revue quelques paramètres de base.

Capacité calorifique

C'est simplement celle de la glace car la capacité calorifique de la phase gazeuse est totalement négligeable.

De nombreuses mesures de la capacité calorifique à pression constante C_p sont disponibles dans la littérature et présentent une bonne cohérence :

A 0°C, on a :

$$C_p = 37,7 \text{ J mole}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

C_p dépend beaucoup de la température. Pour des températures supérieures à 150 °K on peut prendre la formule :

$$C_p = 2,7442 + 0,1282 T$$

calculée par régression linéaire sur les différentes mesures avec un coefficient de corrélation de 0,97 (Yen-1981).

Quand à la capacité calorifique à volume constant C_v , elle peut être calculée à partir de C_p . On précisera simplement ici qu'elle est plus faible que C_p de 3 % environ à 0°C et que cette différence décroît quand la température décroît.

Chaleur latente

Il s'agit ici encore bien entendu de celle de la glace.

La chaleur latente de fusion est à 0°C.

$$L_f = 335 \text{ kJ/kg}$$

Cette valeur décroît lorsque la température décroît (figure 5).

Quant à la chaleur latente de sublimation elle vaut :

$$L_s = 2838 \text{ kJ/kg}$$

et cette valeur est sensiblement constante jusqu'à - 50 °C.

Conductivité thermique

Par définition, il s'agit de la constante de proportionnalité dans la forme unidimensionnelle de la loi de conduction de la chaleur de Fourier :

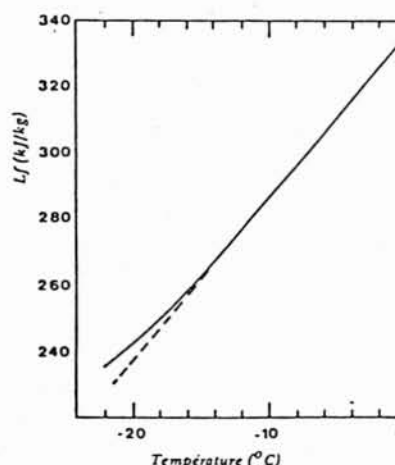


Figure 5. — Chaleur latente de fusion de la glace en fonction de la température. Elle décroît linéairement de 0°C à - 14°C puis décroît ensuite plus lentement.

$$Q = \lambda \frac{dt}{dx}$$

Tout d'abord en ce qui concerne la glace cette conductivité vaut

$$\lambda_g = 2,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1} \text{ à } 0^\circ\text{C}$$

On peut comparer cette valeur à celle de l'eau à 0°C

$$\lambda_w = 0,55 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

et à celle de l'air

$$\lambda_a = 0,02 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

Pour les températures négatives mais supérieures à 200°C , Yen (1981) a collecté l'ensemble des mesures disponibles et calculé une formule approchée par régression. Il a ainsi obtenu :

$$\lambda_g = 6,727 \exp(-0,0041 T)$$

avec un coefficient de corrélation de 0,93. On peut d'ailleurs remarquer que l'on retrouve bien la valeur de 2,2 à 0°C .

Pour la neige, les choses sont très compliquées car les transferts de chaleur impliquent :

- la conduction par la phase glace
- la conduction par la phase gazeuse
- la convection et les échanges radiatifs à travers la phase gazeuse (qui semblent négligeables)
- les échanges de chaleur latente dus à la diffusion de vapeur dans la phase gazeuse.

On utilise donc en général une conductivité thermique effective qui rend compte de l'ensemble de ces phénomènes. Tous les auteurs qui ont effectué des mesures de λ_E ont trouvé qu'elle dépend principalement de la densité de la neige. Là encore Yen (1981) a collecté les différentes données disponibles et a calculé une formule approchée :

$$\lambda_E = 2,22 (d)^{1,885}$$

avec une corrélation de 0,86 (fig. 6).

Pour revenir sur la nature réelle des transferts de chaleur, on peut mettre en évidence l'importance de la diffusion de vapeur (échanges de chaleur latente) dans les neiges de faible densité. On a pu montrer que le coefficient de diffusion de vapeur dans la neige est 4 à 5 fois celui dans l'air. En effet, les grains de glace ne jouent pas le rôle d'obstacle mais de puits et de sources de chaleur et facilitent les transferts de masse par condensation et sublimation. Mellor (1977) a calculé que la part de λ_E attribuable à cette diffusion vaut $0,08 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

On constate donc d'après les valeurs de la figure 6 que pour une neige de 250 kg/m^3 cela représente 50 % du transfert de chaleur totale. Et pour des neiges de 100 kg/m^3 (neige fraîche) la diffusion de vapeur domine totalement le processus de transfert de chaleur. Par contre, il est évident que pour des neiges denses c'est la conduction par la phase solide qui domine, vu les valeurs respectives de λ_g, λ_a que nous avons donné précédemment.

III. Les propriétés optiques de la neige

La compréhension des phénomènes de réflexion, d'absorption et de transmission du rayonnement dans la neige est nécessaire de deux points de vue :

- pour calculer le bilan énergétique du manteau (modèles de simulation de l'évolution de la neige);
- pour déterminer des méthodes de télédétection des propriétés de la neige.

Nous nous limiterons ici au rayonnement solaire ($0,3$ à 5μ) et au domaine du rayonnement thermique (5 à 40μ).

Les propriétés optiques de la glace

La glace est très faiblement absorbante dans le domaine visible avec un minimum centré à $0,46 \mu$ c'est-à-dire dans le bleu. Pour donner un ordre de grandeur, un bloc de glace de 10 cm d'épaisseur n'absorbe que $0,8 \%$ du rayonnement à $0,5 \mu$. L'albédo visible de la glace pure est également très faible ($1,8 \%$). Par contre, la présence de bulles d'air dans la glace augmente de façon considérable ses conditions de réflexion et d'absorption (d'un rapport de l'ordre de 30). En passant du visible à l'infrarouge l'absorptivité de la glace augmente rapidement. Au-delà de 3μ une plaque de 1 mm de glace est totalement absorbante. La glace possède de fortes bandes d'absorption dans le proche infrarouge, qui sont pratiquement les mêmes que celles de l'eau (très légèrement décalées vers les longueurs d'ondes croissantes).

Quant à l'émissivité de la glace dans le domaine de l'infrarouge thermique elle est très proche de 1 :

$$e = 0,97$$

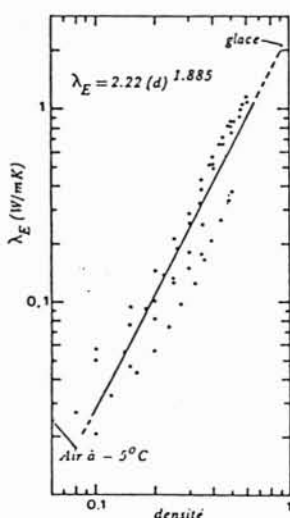


Figure 6. — (D'après Yen 1981). Répartition de valeurs de la conductivité thermique effective de la neige existant dans la littérature (points) et formule proposée (droite). On a également porté sur ce graphique les conductivités thermiques de la glace et de l'air.

A titre de comparaison les conductivités thermiques du polyuréthane et du polystyrène standard sont respectivement de $0,03$ et $0,1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

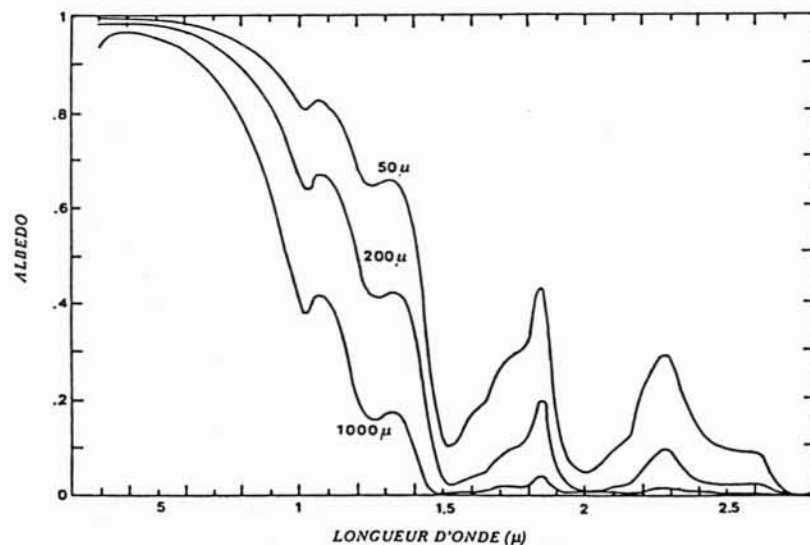


Figure 7. — (D'après Warren 1981). Albédo de la neige en fonction de la longueur d'onde, calculé par le modèle de Wiscombe et Warren pour 3 tailles de grains : on vérifie l'importance de ce paramètre par l'albédo, principalement dans l'infrarouge.

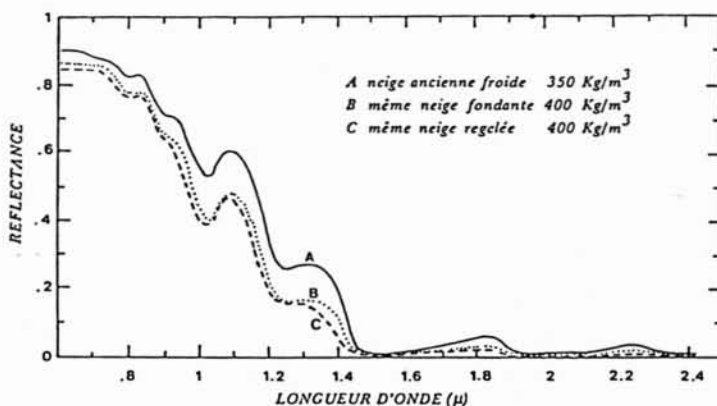


Figure 8. — (D'après O'Brien et Munis 1975) Réflectance de la neige mesurée relativement à de la poudre de sulfate de Baryum pour une neige que l'on fait fondre puis regeler. On vérifie que les courbes B et C sont pratiquement confondues ce qui montre que la TEL n'a pas d'effet par elle même sur l'albédo.

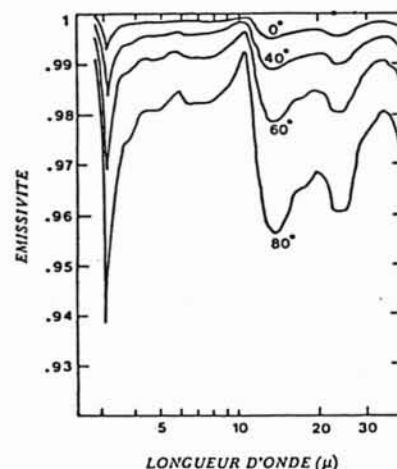


Figure 10. — (D'après Warren 1981). Variation de l'émissivité de la neige en fonction de la longueur d'onde pour divers angles de vue θ par rapport à la verticale, calculée par Wiscombe et Warren. On vérifie que cette émissivité décroît lorsque θ croît, tout en restant très forte en particulier vers 10 μ .

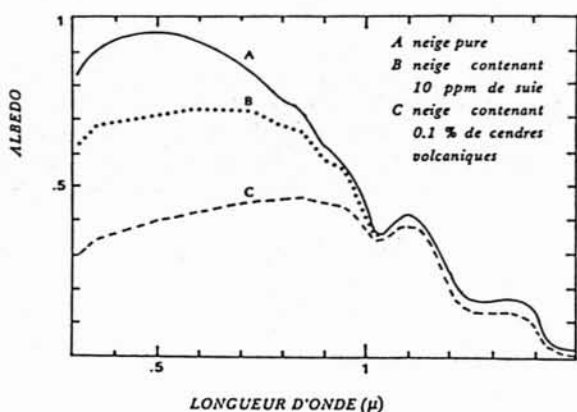


Figure 9. — (D'après Warren 1981). Albédo de la neige en fonction de la longueur d'onde calculée par Wiscombe et Warren pour diverses concentrations d'impuretés. On vérifie l'effet de ces impuretés pour les longueurs d'ondes inférieures à 1 μ . (NOTA : ppm = partie pour million massique)

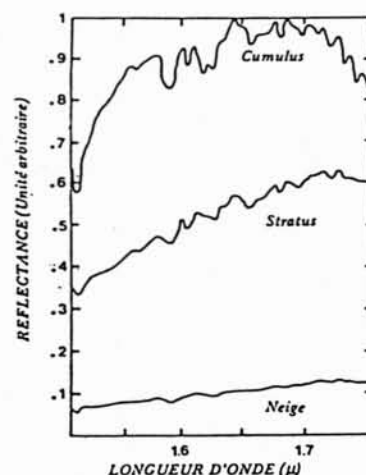


Figure 11. — (D'après Valovcin 1978). Réflectances relatives de la neige et des nuages entre 1,5 et 1,75 μ . On vérifie que ce canal permet de faire la distinction.

L'albédo de la neige

Il s'agit ici de la réflectance spectrale hémisphérique c'est-à-dire simplement le rapport du flux réfléchi sur le flux incident pour une longueur d'onde donnée.

Les premières modélisations des propriétés optiques de la neige, traitaient le manteau neigeux comme une simple succession de strates; c'étaient des modèles de transfert radiatif à deux flux nécessitant deux paramètres correspondant à l'absorption et à la taille des grains (Dunkle & Bevens, 1956). Ils donnent des résultats corrects mais on obtient aujourd'hui de meilleurs résultats avec des modèles traitant le phénomène de diffusion et d'absorption au niveau des grains (diffusion de Mie, Wiscombe & Warren 1980). Dans ces modèles les grains sont assimilés à des sphères dont le rapport volume/surface est le même que celui des grains.

L'albédo de la neige varie de façon considérable avec la longueur d'onde et dépend aussi beaucoup de la taille des grains comme le montre la *figure 7*.

On constate tout d'abord que l'albédo est élevé dans le domaine visible et décroît de façon importante dans l'infrarouge ce qui dérive directement des propriétés de la glace. On constate également que l'albédo décroît lorsque la taille des grains augmente, principalement dans l'infrarouge. Ce phénomène peut d'ailleurs s'expliquer : un photon peut être diffusé à l'interface air-glace et peut être absorbé pendant qu'il traverse la phase glace. Une augmentation de la taille des grains revient à allonger le parcours de risque d'absorption entre les points de diffusion possibles.

D'autre part, on a longtemps pensé que l'albédo dépendait de la densité et de la TEL. Cette dépendance n'existe pas de façon directe; elle est une conséquence de la dépendance vis à vis de la taille des grains, nous avons vu en effet que des densités ou des TEL croissantes correspondent en général à une augmentation de la taille des grains. Pour la TEL ceci a d'ailleurs été vérifié expérimentalement par O'Brien et Munis (1975) qui n'ont constaté aucune variation de l'albédo en faisant regeler une neige humide comme le montre la *figure 8*.

Il faut cependant noter que si la taille des cristaux de neige fraîche est faible (au sens de l'équivalence volume/surface) la première phase des métamorphoses correspond malgré tout à une diminution de cette taille ($+$ $\rightarrow$ λ) : l'albédo doit donc d'abord augmenter dans les heures ou les jours qui suivent une chute de neige avant de diminuer ensuite jusqu'à la fin de l'hiver ou une nouvelle chute. Ce phénomène a effectivement pu être observé en Antarctique où les métamorphoses sont très lentes à cause de la température trop basse : on a alors constaté que l'albédo augmente au moment de la première période de vent qui suit une chute de neige.

Un autre paramètre peut influencer sur l'albédo : il s'agit de la présence d'impuretés dans la neige. Ces impuretés n'ont aucun effet dans l'infrarouge au delà de 1μ ; par contre elles peuvent diminuer considérablement l'albédo dans le domaine visible même pour de faibles concentrations (qq parties pour millions). La *figure 9* donne des exemples de ces effets calculés par Warren (1981) pour diverses concentrations de ces impuretés.

Divers paramètres peuvent encore agir sur l'albédo. L'albédo augmente avec l'angle d'incidence (il est maxi-

mum pour un soleil rasant) et ce phénomène a sa sensibilité maximum vers 1μ . D'autre part une couverture nuageuse accroît également l'albédo. Ce phénomène est très compréhensible : les nuages absorbent principalement le proche infrarouge comme la neige et laisse passer les longueurs d'onde où l'albédo de la neige est plus fort (visible). Enfin l'albédo visible dépend de l'épaisseur de la neige; ce phénomène s'explique vu la faible absorption de la glace dans ce domaine : le fort albédo de la neige dans le visible est donc le résultat de processus de diffusion à la surface des grains et intéresse ainsi une couche superficielle de plusieurs centimètres. Pour terminer ces considérations sur l'albédo de la neige et donner des ordres de grandeur plus synthétiques, le tableau ci-dessous donne les domaines de variations des albedos intégrés sur les domaines visible et infrarouge pour différents types de neige :

	Albédo visible	Albédo proche infra rouge
Neige sèche tassée	0,8/1	0,5/0,6
Neige humide	0,7/0,8	0,4/0,5
Neige mouillée	0,5/0,7	0,3/0,4

Quant à la transmission de la lumière dans la neige, on peut dire que seule la lumière visible pénètre profondément et plus particulièrement le bleu à cause des propriétés de la glace.

Émissivité de la neige

Elle ne dépend pratiquement pas des différents paramètres de la neige et est de l'ordre de 99 % en particulier autour de 10μ . Par contre, cette émissivité décroît avec l'angle de vue comme le montre la *figure 10*.

Télédétection de la neige

Pour terminer sur les propriétés optiques de la neige il est intéressant de résumer les possibilités qu'elles laissent augurer pour la télédétection.

Tout d'abord la télédétection à partir de satellite pose le problème de la distinction neige-nuage. Le canal $1,6\mu$ permet cette discrimination ainsi que le montre la *figure 11*.

On constate en effet une forte différence entre la réflectance de la neige et celle des nuages qui s'explique en partie par la différence de taille de particules.

On a résumé dans le tableau suivant les correspondances entre les différents paramètres et les propriétés sur lesquels ils agissent :

	Albédo Visible	Albédo IR Proche	Émissivité IR Thermique
Taille des grains	X	XX	non
densité	non	non	non
TEL	non	non	non
Température	non	non	non
Impuretés	XX	non	non
Profondeur du manteau	X	non	non
Angle d'incidence ou de vue	X	X	X

X = un peu

XX = beaucoup

En ce qui concerne la température, il est bien évident que si elle ne joue pas sur l'émissivité, l'énergie émise en infrarouge thermique en dépend (et ne dépend même que d'elle), ce qui permet de mesurer par télédétection la température de surface de la neige.

Signalons pour terminer que si l'on avait ajouté une colonne « émissivité microondes », on aurait eu des croix à toutes les lignes (sauf impuretés) ce qui indique la richesse potentielle (et la difficulté) de ce domaine que nous allons voir au § IV.

Le rayonnement gamma

Nous traitons ici rapidement des applications réalisées dans le domaine du rayonnement γ c'est-à-dire les longueurs d'ondes très courtes comprises entre 1 et 100 Å : en fait on ne parle plus alors de longueur d'onde mais plutôt de l'énergie des photons (en KeV ou MeV).

Dans le domaine γ on ne dispose pas d'études systématiques du comportement de la neige mais seulement de relations empiriques entre l'atténuation à travers la neige et l'équivalent en eau de la couche traversée, relations d'ailleurs non linéaires. Cette dépendance est utilisée de deux façons différentes.

Par des systèmes actifs ponctuels (télénivomètre) on peut obtenir des profils de densité du manteau neigeux avec une résolution verticale de 10 cm (Vuillot et Guillot — 1968).

On peut également réaliser des télémessures passives de l'équivalent en eau de la neige au sol. En effet le sol émet un rayonnement γ naturel provenant principalement de la désintégration du Potassium 40, du Bismuth 214 et du Thallium 208 qui présentent des pics sur 1,5; 1,7 et 2,6 MeV. Cette émission est mesurée à bord d'un avion ce qui permet d'obtenir une mesure de l'absorption dans la neige et donc de l'équivalent en eau. Cependant ces mesures se heurtent à 3 problèmes principaux :

- l'émission γ naturelle n'est pas homogène. Il faut donc disposer préalablement de mesures effectuées lorsque le sol est enneigé afin d'avoir une référence.
- les détecteurs γ ont un angle très ouvert : ceci impose des vols à basse altitude (150 mètres) et malgré cela la résolution est assez faible. Ce procédé ne pourra donc être utilisé que sur des vastes plaines ou plateaux enneigés (USA, Canada, URSS) mais pas sur un relief de type alpin.
- l'atmosphère a elle-même un effet d'atténuation sur le rayonnement γ (d'où là encore un vol à basse altitude) mais surtout contient, en proportion très variable dans le temps, du Radon qui a une émission parasite propre.

On obtient actuellement par cette méthode des mesures jusqu'à 20 cm d'équivalent en eau avec une précision de 10 %.

IV. Les propriétés électriques de la neige

L'intérêt principal de l'étude de ces propriétés est de déboucher sur des méthodes d'investigation de la neige. Nous allons voir en effet que ces propriétés dépendent des

différents paramètres de la neige : densité, température, structure, TEL... Elles dépendent aussi bien sûr de la fréquence. Nous allons les étudier dans 3 domaines : courant continu, courant alternatif de fréquence inférieure à 1 GHz, microondes.

Propriétés de la neige en courant continu

On dispose que de peu de mesures dans ce domaine. Rappelons tout d'abord que la conductivité de la glace pure est de 10^{-8} à $10^{-7} \Omega^{-1} \text{ m}^{-1}$. Pour la neige les mesures existantes sont variables mais se situent dans le domaine $10^{-5} \Omega^{-1} \text{ m}^{-1}$: c'est une fonction croissante de la température et de la densité (Kopp, 1962). En fait, il semble que la conductivité de la neige se produit principalement par la couche quasi liquide en surface de cristaux. Il y aurait donc là une possibilité de mesure de la surface spécifique de la neige (donc de l'état d'avancement des métamorphoses) qui n'a pas encore été creusée.

Avant d'étudier les propriétés en alternatif, il est nécessaire de se donner quelques définitions.

Définition

Les propriétés électromagnétiques d'un matériau se définissent par sa perméabilité magnétique μ et sa constante diélectrique complexe ϵ . Pour la plupart des matériaux naturels, dont la neige, on a :

$$\mu = \mu_0 = \text{perméabilité magnétique du vide.}$$

Nous nous intéressons donc essentiellement à la constante diélectrique.

La constante diélectrique d'un matériau est une expression complexe de la forme

$$\epsilon = \epsilon' - j\epsilon''$$

où ϵ' est la permittivité relative et ϵ'' est le facteur de perte (il caractérise l'absorption). L'eau, la glace et pour une bonne part la neige peuvent être décrites par le modèle de Debye où :

$$\epsilon = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_0 - \epsilon_\infty}{1 + 2\pi f\tau}$$

où ϵ_0 est la constante diélectrique statique (c'est la limite de ϵ quand $f \rightarrow 0$)

ϵ_∞ est la limite optique de la constante diélectrique

τ est le temps de relaxation du matériau (secondes)

f désigne la fréquence (Hertz)

Comparé à la forme précédente on a :

$$\epsilon' = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_0 - \epsilon_\infty}{1 + (2\pi f\tau)^2}$$

$$\epsilon'' = \frac{2\pi f\tau(\epsilon_0 - \epsilon_\infty)}{1 + (2\pi f\tau)^2}$$

Le facteur de perte passe donc par un maximum pour la fréquence

$$f_0 = \frac{1}{2\pi\tau}$$

Cette fréquence dite fréquence de relaxation caractérise le comportement diélectrique du matériau : elle indique le domaine de fréquence où la permittivité varie et où le matériau est très absorbant.

Propriétés de l'eau et de la glace

Pour l'eau, on a les valeurs suivantes à 0 °C (Stiles et Ulaby, 1982) :

$$\begin{aligned}\epsilon_{eo} &= 87,9 \\ \epsilon_{e\infty} &= 4,9 \\ f_{eo} &= 8,5 \text{ GHz}\end{aligned}$$

Ces valeurs varient avec la température. On constate que la fréquence de relaxation est située dans le domaine des microondes.

Pour la glace, on a (Auty & Cole, 1952) :

$$\begin{aligned}\epsilon_{go} &= 91,5 \text{ à } -1 \text{ °C} \\ \epsilon_{g\infty} &= 3,15 \\ f_{go} &= 7,5 \text{ KHz à } 0 \text{ °C}\end{aligned}$$

$\epsilon_{g\infty}$ ne dépend en fait ni de la température ni de la fréquence (entre 10 MHz et 10^3 GHz). Par contre ϵ_{go} et f_{go} dépendent de la température. ϵ_{go} passe par un minimum à -1 °C puis croît de environ 0,4 % par degré lorsque la température décroît. Quand à f_{go} il décroît avec la tempéra-

ture et tombe à environ 100 Hz à -40 °C . Il faut préciser que le modèle de Debye n'est plus applicable ni aux basses fréquences ($< 1,5 \text{ KHz}$) car des phénomènes de conductibilité continue apparaissent, ni aux hautes fréquences ($> 1 \text{ GHz}$).

A titre de comparaison, on a porté sur la figure 12 les courbes approximatives de ϵ' et ϵ'' de l'eau et de la glace en fonction de la fréquence. Cette figure montre en particulier que dans la majeure partie du domaine des radios fréquences (de 10^5 à 10^8 Hz) l'eau et la glace ont des permittivités relatives très différentes (respectivement 88 et 3). L'apparition de l'eau même en faible quantité dans la neige fera donc varier considérablement ses propriétés électriques. Il y a là une possibilité de mesure de la TEL. Nous allons donc distinguer les propriétés de la neige sèche et celles de la neige humide.

Propriétés de la neige sèche

Des mesures effectuées sur des neiges de densités comprises entre 80 et 400 kg/m³ et de température allant de -10 °C à 0 °C ont montré que la fréquence de relaxation de la neige sèche appartient au domaine compris entre 5 et 60 KHz.

A titre d'exemple, la figure 13 donne les résultats obtenus par Kuroiwa pour de la neige pure.

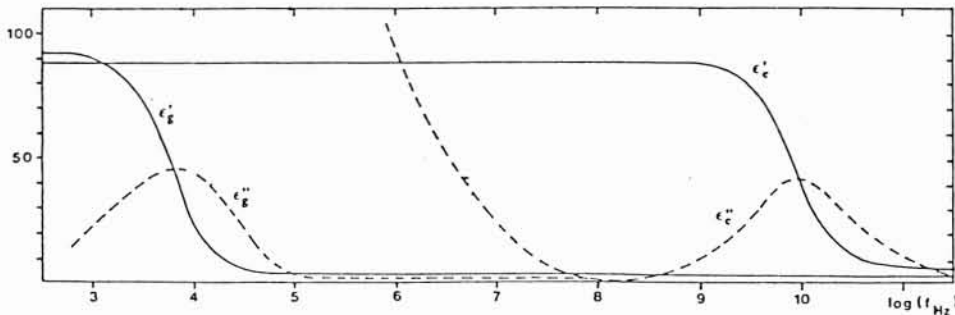


Figure 12. — (D'après Toborias, 1977 et Stiles et Ulaby, 1981). Constantes diélectriques comparées de l'eau et de la glace en fonction de la fréquence

ϵ'_g = permittivité relative ordinaire de la glace
 ϵ'_e = permittivité relative ordinaire de l'eau
 ϵ''_g = facteur de perte de la glace
 ϵ''_e = facteur de perte de l'eau.

Ce schéma met en évidence l'éloignement des domaines de relaxation de l'eau ($\sim 10 \text{ GHz}$) et de la glace ($\sim 10 \text{ KHz}$).

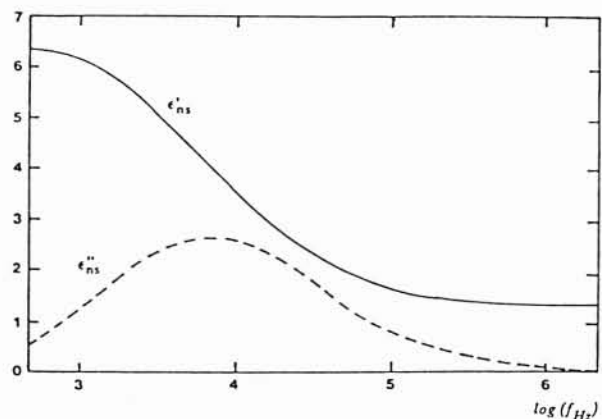


Figure 13. — (D'après Kuroiwa 1962). Constante diélectrique d'une neige artificielle pure et sèche de 260 Kg/m³.

En fait, les propriétés de la neige sèche dépendent de la densité, de la température et de la forme des grains. Par contre, il est intéressant de noter que pour les fréquences supérieures à 1 MHz, ϵ'_{ns} ne dépend plus de la densité et devient indépendant de la fréquence (même au delà de 1 GHz). Plusieurs formules approchées sont disponibles dans la littérature. On peut retenir celle de Ambach et Denoth (1980) :

$$\epsilon'_{ns} = \epsilon_{\infty} = 1 + 2,2 d$$

où d est la densité.

Par contre ϵ''_{ns} dépend de la température, de la fréquence mais peu de mesures sont disponibles.

Propriétés de la neige humide

Ainsi que les propriétés respectives de l'eau et de la glace l'ont laissé prévoir, les propriétés diélectriques de la neige changent de façon importante à 0 °C dès que la phase liquide apparaît puisque les parties réelles et imaginaires de l'eau sont supérieures à celles de la glace.

Entre 10 MHz et 1 GHz, les pertes étant faibles (ϵ'') aussi bien pour l'eau que pour la glace (cf. figure 12), les études se sont surtout orientées vers les mesures de ϵ' . Le problème est alors simplifié par le fait que l'on se trouve en dehors des domaines de relaxation des deux matériaux concernés. Il a alors été possible d'étendre la formule donnée précédemment pour la neige sèche. On a alors :

$$\epsilon'_{nh} = 1 + 2,2 d + 22 Wv$$

où d est toujours la densité et Wv est la TEL volumique.

Il faut cependant noter que cette formule très utile car très simple n'est qu'approchée. On obtient une meilleure représentation en utilisant une formule tenant compte de la forme des inclusions d'eau. Ainsi Denoth (1980) a obtenu de bons résultats en appliquant à la neige le modèle de Polder et Van Santen dans lequel les particules d'eau sont assimilées à des ellipsoïdes. Il a mis en évidence que le paramètre de forme des inclusions d'eau dépend de Wv mais surtout qu'il y a une solution de continuité vers $Wv = 8\%$ c'est-à-dire au passage du régime de faible saturation au régime de forte saturation, confirmant ainsi expérimentalement cette distinction théorique. Il a développé un appareil de mesure de Wv par la mesure de ϵ'_{nh} à 20 MHz qui donne une précision de $\pm 0,5\%$ entre 0,5 et 30 % volumique.

Propriétés de la neige dans les microondes

Par contre au-dessus de 1 GHz, c'est-à-dire dans le domaine des microondes, le problème devient très compliqué car aussi bien ϵ' que ϵ'' dépendent alors beaucoup de la fréquence. On traverse de plus le domaine de relaxation de l'eau qui devient très absorbante ce qui devrait permettre de distinguer nettement la neige humide. Enfin les mesures disponibles le sont pour certaines fréquences données (non spectrales). Il n'est donc pas possible actuellement de donner des lois ou des formules.

Pourtant ce domaine des microondes semble très prometteur pour des télémessures de la neige aussi bien actives (radar) que passives (radiomètres). En effet, il y a à cela plusieurs raisons :

— ce domaine de fréquence (1 à 35 GHz) « traverse » l'atmosphère (y compris les nuages) et se prête donc bien à des mesures à distance, avion ou satellite.

— la neige sèche (et même la neige humide vers 1 GHz) sont des milieux à faible perte dans ce domaine : l'émission (ou la rétrodiffusion) observée proviennent donc de toute l'épaisseur du manteau neigeux et même du sol, et non plus seulement de la couche de surface

— la longueur d'onde est du même ordre de grandeur que les grains. Il y a donc absorption mais aussi diffusion de l'onde qui dépend de la structure des grains.

En conclusion l'émission (ou la rétrodiffusion) de la neige dépend d'une part de la fréquence et d'autre part des profils de ses principaux paramètres : densité, TEL, taille des grains, température. Il y a donc la possibilité d'obtenir par des mesures spectrales (multifréquence) ces différents profils. Mais bien sûr ce qui en fait la richesse potentielle en fait aussi toute la difficulté, car il faut auparavant connaître précisément ces différentes dépendances. De nombreuses recherches sont actuellement menées dans ce domaine.

Conclusion

Pour trouver des renseignements plus détaillés, on pourra se reporter au compte rendu du « workshop on the properties of snow » (8-10 avril 1981 — Snowbird — Utah — USA) publié sous la forme d'un rapport (82-18) du C.R.R.E.L.* et qui contient une abondante bibliographie sur les thèmes abordés dans cet article.

Bibliographie

- AMBACH W., DENOTH A., 1980. — The dielectric behavior of snow : a study versus liquid water content — *NASA CP 2153*, p. 69-92.
- AUDIBERT J.P., 1978. — *Mesure de la quantité d'eau liquide en suspension dans un échantillon de neige de densité connue* — Note Technique de l'EERM n° 413.
- AUTY R.P., COLE R.H., 1952. — Dielectric properties of ice and solid D₂O — *Journal of chemical physics* — Vol. 20, n° 8, p. 1309-14.
- COLBECK S.C., 1973. — *Theory of metamorphism of wet snow* — CRREL Report 313.
- DENOTH A., 1980. — The pendular — funicular liquid transition in snow — *Journal of Glaciology*, Vol 25, n° 91, p. 93.
- DUNKLE R.V., BEVANS J.T., 1956. — An approximative analysis of the solar reflectance and transmittance of a snow cover — *Journal of Meteorology* 13, p. 212.
- HOBBS P.V., 1974. — *Ice physics* — Clarendon Press — Oxford.
- KOPP M., 1962. — Conductivité électrique de la neige au courant continu — *ZAMP*, Vol. 13, n° 5, p. 431-441.

* C.R.R.E.L. : Cold Regions Research and Engineering Laboratory — Hanover — 03755 — New Hampshire.

- KUROIWA D., 1962. — Electrical properties of snow — *Cold Region Science and Engineering*, Pt II, Sect. B, p. 63-79.
- MELLOR M., 1971. — Engineering properties of snow — *Journal of Glaciology*, Vol. 19, n° 81, p. 15.
- PAHAUT E., 1975. — *Les cristaux de neige et leurs métamorphoses* — Vol. 19, n° 96 de la MN.
- O'BRIEN H.W., MUNIS R.H., 1975. — *Red and Near infrared spectral reflectance of snow* — CRREL report n° 332.
- STILES W.H., ULABY F.T., 1982. — *Electrical properties of snow* — CRREL special report 82-18, p. 91-104.
- THOMAS A., 1976. — *Constitution et évolution d'un manteau neigeux en moyenne montagne* — Thèse USMG.
- TOBARIAS J., 1977. — *Propriétés diélectriques de la neige, application à la mesure de la teneur en eau* — Thèse INPG.
- VALOVICIN F.R., 1978. — *Spectral radiance of snow and clouds in the near infrared spectral region* — Report AFGL — TR — 78 — 0289.
- VUILLOT M., GUILLOT P., 1968. — Le télénivomètre à faisceau horizontal mobile — *Bulletin de l'AIHS*, n° XIII, 4, p. 47.
- WARREN S.G., 1981. — Optical properties of snow — *Reviews of geophysics and space physics* — Vol. 20, n° 1, p. 67.
- WISCOMBE W.J., WARREN S.G., 1980. — A model for the spectral albedo of snow — *Journal of Atm. Sci.*, 37, p. 2712.
- YEN Y.C., 1981. — *Review of thermal properties of snow, ice and sea ice* — CRREL report 81-10.

