

**CAPITOLO 1**  
**LA NEVE – PROPRIETA' FISICHE**

## 1.1 - INTRODUZIONE

La neve è un miscuglio di 2 o 3 fasi: solida (ghiaccio), gassosa (aria pregna di vapore acqueo) ed eventualmente liquida (acqua). Gli scambi fra queste fasi sono permanenti e molto importanti in quanto controllano la metamorfosi della neve. Di conseguenza ciò che si chiama neve non rappresenta un materiale ben definito, ma una miscela di sostanze, aria ed acqua in diverse fasi, le cui caratteristiche possono variare in modo considerevole. La maggior parte dei parametri, in particolare meccanici, variano di numerosi ordini di grandezza. A titolo di esempio nella Tabella 1.1.1 sono mostrati gli intervalli di variabilità di alcuni parametri caratteristici della neve.

Parametro	Dominio di variazione
Densità	da 20 a 700 Kg m <sup>-3</sup>
Conducibilità elettrica	da 10 <sup>-8</sup> a 10 <sup>-5</sup> Ω <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup>
Conducibilità termica effettiva	da 0,02 a 1 W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
Albedo visibile	da 0,5 a 1
Viscosità di Maxwell	da 10 <sup>4</sup> a 10 <sup>8</sup>

**Tabella 1.1.1:** domini di variazione di alcuni dei parametri più importanti della neve  
(da Dominique Marbouty, *Neige et Avalanche* n° 30 (3/83))

L'elaborazione dei dati utilizzati in questo lavoro di tesi ha riguardato esclusivamente misurazioni di neve al suolo.

Esporrò quindi almeno in termini generali le caratteristiche primarie della neve al suolo.

## 1.2 - CARATTERISTICHE DELLA NEVE AL SUOLO

Un manto nevoso è generalmente costituito da strati di diversi tipi di neve, ognuno dei quali caratterizzato da un maggiore o minore grado di omogeneità. Su larga

---

scala si possono verificare dei casi di eterogeneità anche all'interno dei singoli strati per varie cause, fra le quali presenza di canali verticali, azione del vento, oppure disturbi provocati dalla neve che cade dagli alberi. Queste caratteristiche possono essere prese in esame classificando separatamente i tipi di grani all'interno delle aree dove esistono i disturbi ed inoltre facendo una descrizione della portata e della forma del disturbo.

La neve è molto porosa e a volte contiene acqua in forma liquida. Può esservi anche la presenza di ghiaccio, nella forma di cristalli e grani, solitamente legati assieme in modo da formare una tessitura con un certo grado di resistenza.

Le proprietà fisiche di una massa di neve dipendono dalla dimensione dei grani, dalla temperatura e dalle quantità relative dei suoi componenti. Le principali distinzioni fra i vari tipi di neve al suolo si basano invece sulle caratteristiche fisiche, riportate nella Tabella 1.2.1.

<b>Proprietà</b>	<b>Unità di misura</b>	<b>Simbolo</b>
Densità	Kg/m <sup>3</sup>	?
Forma del grano	?	<b>F</b>
Dimensione dei grani, massima estensione	mm	<b>E</b>
Contenuto in acqua liquida	% per volume	?
Impurità	% per il peso	<b>J</b>
Resistenza (a compressione, trazione, taglio)	Pa	?
Indice di durezza	in base allo strumento	<b>R</b>
Temperatura della neve	°C	<b>T</b>

**Tabella 1.2.1:** caratteristiche fisiche primarie della neve al suolo (da S.Colbeck et al., *Classificazione internazionale della neve al suolo*)

### ☞☞ **Densità (?)**

La densità è definita dalla massa dell'unità di volume. La massa viene di solito definita pesando la neve corrispondente ad un volume conosciuto. Alcune volte

---

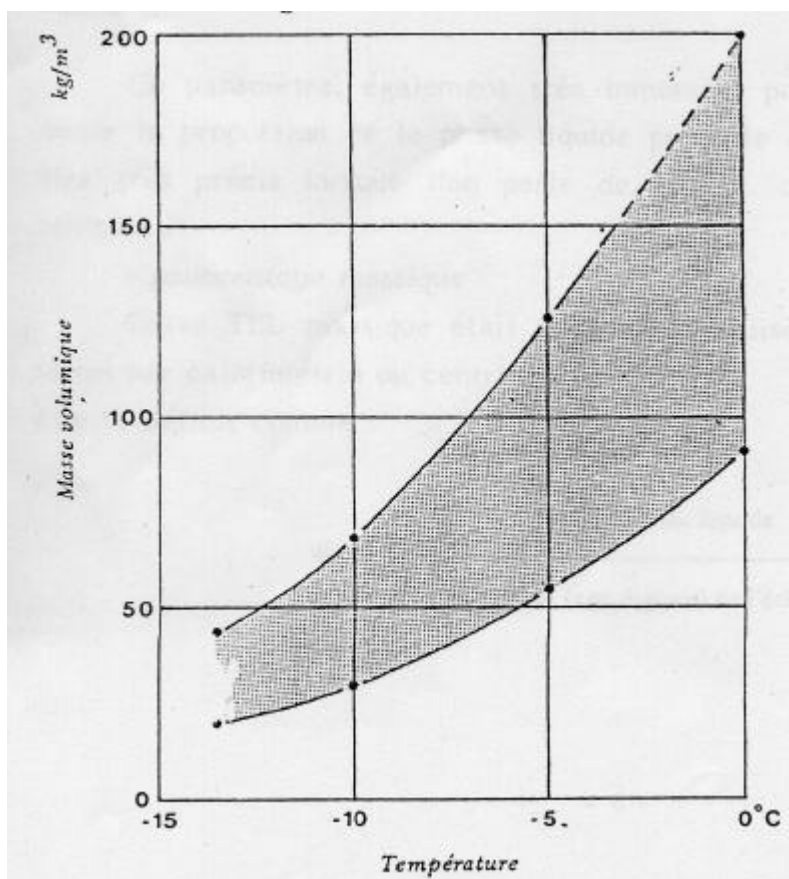
vengono misurate a parte la densità totale e la densità secca o del ghiaccio.

In particolare per quanto riguarda la densità (massa volumica) del ghiaccio:

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

Questa massa volumica cresce di circa  $1 \text{ Kg/m}^3$  al diminuire della temperatura nell'intervallo tra  $0^\circ\text{C}$  fino a  $-120^\circ\text{C}$ .

Nel caso specifico della neve fresca sono note delle misure sistematiche (da PAHAUT, 1975). La densità della neve fresca è situata tra i valori limite di  $20 \text{ Kg/m}^3$  e  $200 \text{ Kg/m}^3$ . Essa cresce con il vento e la temperatura dell'aria al momento della caduta come mostrato nella Figura 1.2.1



**Figura 1.2.1:** ripartizione delle densità misurate per la neve fresca in funzione della temperatura dell'aria al momento della caduta (da Pahaut 1975).

Bisogna sottolineare che, sempre in riferimento alla Figura 1.2.1 i valori assunti

---

dalla densità appartengono ad un vasto dominio in quanto soggetta a dipendenza da altri parametri (in particolare il vento al momento della caduta).

Si potrà, in generale, prendere un valore medio della densità di  $100 \text{ Kg/m}^3$ , che presenta il vantaggio di avere la semplice equivalenza

<b>1 mm di acqua = 1 cm di neve</b>
-------------------------------------

In seguito, la neve fresca e soggetta a processi di metamorfosi che ne aumentano la densità a valori dell'ordine di  $500 \text{ Kg/m}^3$  alla fine dell'inverno al momento dello scioglimento.

Infine, in un manto nevoso al suolo la densità cresce con la profondità, ma ci sono frequenti eccezioni che corrispondono generalmente a delle condizioni di instabilità.

### ❧ ❧ **Forma dei grani (F)**

Per classificare la forma dei grani vengono utilizzati i numeri dall' 1 al 9 per definire i grani di base, mentre vengono usate le lettere a, b, ecc. per indicare le sottoclassificazioni corrispondenti.

Nel caso si abbia a che fare con miscugli di grani, allora le percentuali dei vari tipi di grani possono essere espresse in decimi.

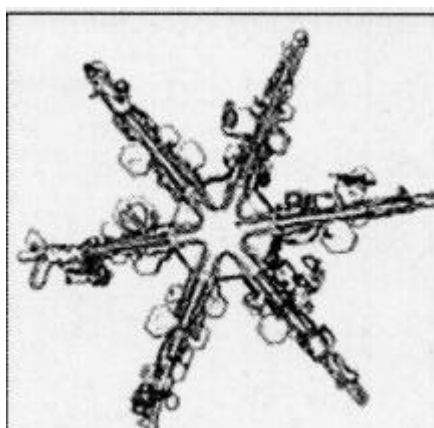
Dal 1985 il Centre d'Etude de la Neige (CEN) di Météo-France di Saint-Martin d'Heres vicino a Grenoble, utilizza materiali sofisticati per l'analisi dei campioni di neve (telecamere digitali, dischi ottici, ecc.), i quali consentono sia una rapida acquisizione delle immagini che un'eventuale analisi automatica successiva.

Nella Tabella 1.2.2 viene illustrata la tecnica di osservazione della neve del CEN, attraverso la quale è stato possibile ottenere le immagini delle Figure 1.2.2-1.2.17

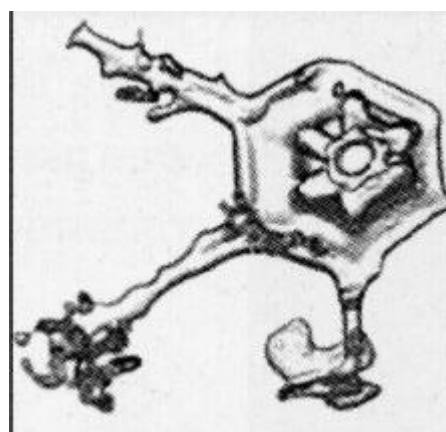
<b>Prelievo campioni</b>	Affinché non si trasformi ulteriormente, la neve prelevata deve essere immediatamente immersa in una sostanza che abbia due qualità: non essere miscibile con l'acqua e rimanere liquida ad una temperatura inferiore a 0°C. Si riempiono quindi dei flaconi di isoottano, sostanza che soddisfa queste condizioni, si lasciano raffreddare e quindi vi si immerge qualche centimetro cubo di neve da analizzare.
<b>Conservazione dei campioni</b>	Dal momento del prelievo fino all'osservazione, la neve va tenuta ad una temperatura inferiore a 0°C. I flaconi vengono quindi conservati in un congelatore o in una camera frigorifera. I trasporti della neve vengono eseguiti in ghiacciaia.
<b>Osservazione dei grani e acquisizione delle immagini</b>	L'osservazione dei grani viene eseguita in camera frigorifera ad una temperatura di circa -5°C. La neve viene dapprima separata dal liquido mediante filtrazione, quindi i grani vengono per quanto possibile separati gli uni dagli altri. In seguito essi vengono sistemati sotto una lente di ingrandimento binoculare equipaggiata con telecamera digitale. Le immagini giudicate interessanti vengono registrate su disco ottico. A volte i grani vengono sistemati su una mira: in questo caso la distanza fra due linee della mira è di 0,2 mm.

**Tabella 1.2.2:** Dal terreno allo schermo del computer: una tecnica di osservazione messa a punto dal CEN (Centre d'Etude de la neige) di Météo-France

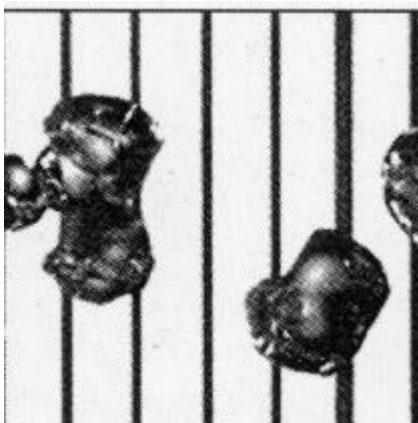
Ecco una “ rassegna ” di immagini, tratte dalla rivista “ Neve e Valanghe ” n°34 dell'agosto 1998, delle varie forme di grani che si possono presentare:



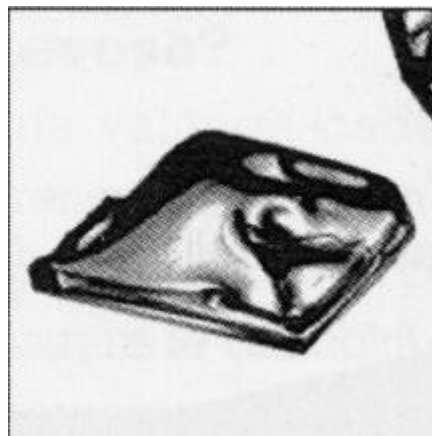
**Figura 1.2.2:** neve fresca



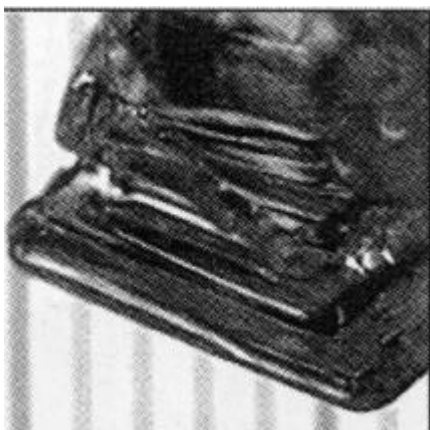
**Figura 1.2.3:** particelle riconoscibili



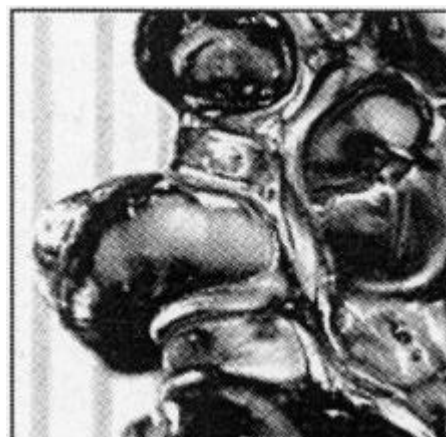
**Figura 1.2.4:** *grani fini*



**Figura 1.2.5:** *grani a facce piane*



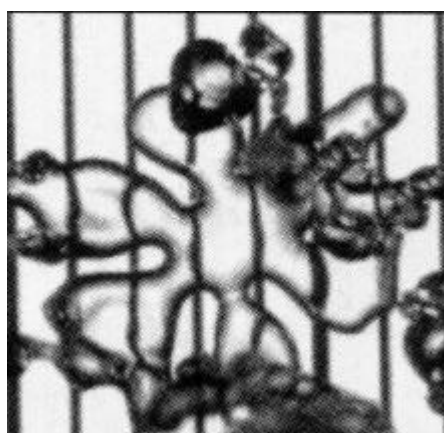
**Figura 1.2.6:** *cristalli a calice*



**Figura 1.2.7:** *grani arrotondati*



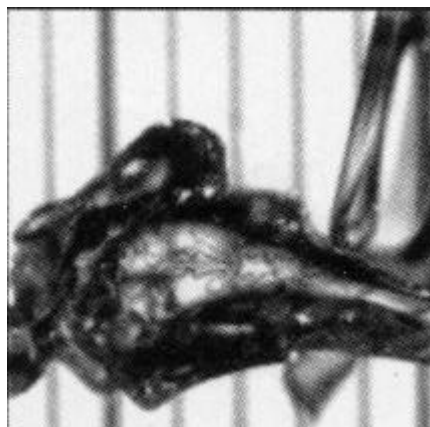
**Figura 1.2.8:** *grappolo brinato*



**Figura 1.2.9:** *particella riconoscibile arrotondata*



**Figura 1.2.10:** *particella riconoscibile angolosa*



**Figura 1.2.11:** *forma particolare*



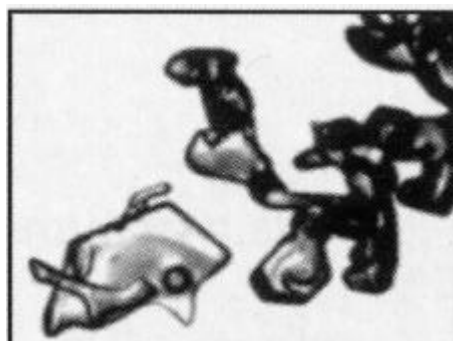
**Figura 1.2.12:** *agglomerato*



**Figura 1.2.13:** *forma particolare*



**Figura 1.2.14:** *particelle riconoscibili*



**Figura 1.2.15:** *grani a facce piane*





Figura 1.2.16: grani fini

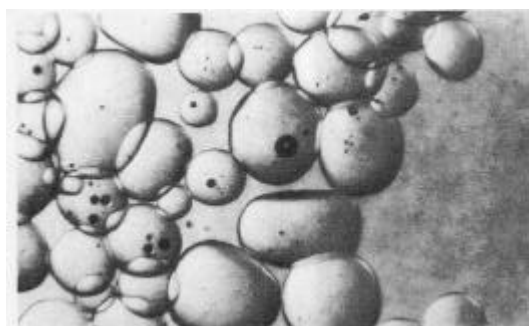


Figura 1.2.17: neve fradicia (S. Colbeck)

### ≡≡ Dimensione dei grani (E)

La dimensione dei grani di una massa nevosa è data dalla dimensione media dei suoi grani caratteristici. In particolare, la dimensione di un granulo o di una particella è data dalla misura in millimetri della sua maggior estensione.

Un semplice metodo adatto per le misurazioni sul terreno consiste nel collocare un campione dei grani su una tavoletta graduata in millimetri. La dimensione dei grani viene determinata confrontando le dimensioni del granulo con la spaziatura delle righe sulla tavoletta. I risultati ottenuti con questo metodo possono essere diversi da quelli ottenuti tramite vagliatura o stereologia.

<i>Termine</i>	<i>Dimensione (mm)</i>
Molto piccola	< 0,2
Piccola	0,2-0,5
Media	0,5-1,0
Grande	1,0-2,0
Molto grande	2,0-5,0
Estrema	> 5,0

Tabella 1.2.3: dimensione dei grani (da S.Colbeck et al.,  
Classificazione internazionale della neve al suolo)

La dimensione dei grani della neve al suolo può venire espressa in millimetri oppure per mezzo dei termini riportati nella Tabella 1.2.3.

### ☞☞ **Contenuto in acqua liquida (?)**

Questo parametro, molto importante per descrivere lo stato della neve, esprime la proporzione della fase liquida presente nella neve.

La valutazione del contenuto di acqua liquida, o umidità, viene effettuata per mezzo della misurazione di valori esprimenti una percentuale del volume. Esistono diversi metodi per la misurazione sul terreno del contenuto di acqua liquida: calorimetria a caldo (fusione) e a freddo (rigelo), diluizione e misurazioni dielettriche. L'acqua liquida diventa fluida solo se viene superato il contenuto d'acqua capillare. Questo valore rappresenta il 3% circa del volume e dipende molto dalla tessitura della neve, dalla dimensione e dalla forma dei grani. L'acqua capillare è l'acqua che può essere trattenuta dalle forze di superficie contro la forza di gravità.

Vengono utilizzate numerose definizioni del contenuto di acqua liquida:

#### ***1. Percentuale massica***

Questa definizione veniva utilizzata quando le misure venivano effettuate per calorimetria o centrifugazione. Si definisce come:

$$W_m = \frac{\text{massa di acqua liquida}}{\text{massa totale (acqua ? ghiaccio) del campione}}$$

## 2. Percentuale volumica

Questa definizione è maggiormente utilizzata al giorno d'oggi:

$$W_v = \frac{\text{Volume di acqua liquida}}{\text{Volume totale del campione}}$$

Si ha la semplice relazione con  $W_m$  :

$$W_v = W_m \frac{d}{\rho_m} \quad (\text{dove } d \text{ è la densità})$$

In particolare, nella neve a grani rotondi, dove la massa volumica assume valori vicini ai  $500 \text{ Kg/m}^3$  si può in generale utilizzare la semplice relazione:

$$W_m = 2 W_v$$

## 3. Percentuale del volume dei pori

Un'altra definizione di contenuto in acqua liquida, utilizzata alcune volte soprattutto nelle formulazioni di modelli, è la seguente:

$$W_p = \frac{\text{Volume di acqua liquida}}{\text{Volume totale} - \text{Volume della fase ghiaccio}}$$

Questa definizione è la più descrittiva dello stato di saturazione in acqua della neve. In effetti essa raggiunge il 100% quando gli interstizi tra i grani sono

riempiti di acqua, mentre le altre due definizioni ( $W_v$  e  $W_m$ ) raggiungono il 100% quando tutta la neve è sciolta.

Esiste la seguente relazione con  $W_v$  :

$$W_p = \frac{0.917W_v}{0.917 + W_v + d}$$

La Tabella 1.2.4 riporta una classificazione generale del contenuto in acqua liquida.

<b>Termine</b>	<b>Note</b>	<b>Intervallo di <math>W_v</math></b>
Asciutta	La temperatura è di solito inferiore a 0°C. I grani di neve separati hanno scarsa tendenza ad unirsi quando vengono pressati	0%
Umida	T=0°C. L'acqua non è visibile e quando viene leggermente schiacciata, la neve ha una netta tendenza a restare unita	<3%
Bagnata	T=0°C. L'acqua è riconoscibile tramite il suo menisco tra i grani di neve contigui; non è comunque possibile estrarre l'acqua schiacciando moderatamente la neve	3-8%
Molto bagnata	T=0°C. L'acqua si può estrarre premendo moderatamente la neve; c'è però ancora una certa quantità d'aria all'interno dei pori	8-15%
Fradicia	T=0°C. La neve è impregnata d'acqua e contiene una quantità d'aria relativamente limitata	>15%

**Tabella 1.2.4:** *Contenuto in acqua liquida (da S.Colbeck et al., Classificazione internazionale della neve al suolo).*

### ❄️ Impurità (J)

Esistono casi in cui le caratteristiche della neve vengono influenzate da diversi generi e quantità di impurità. La neve può contenere delle impurità inglobate al

---

momento della formazione del cristallo nell'atmosfera o durante la fase di precipitazione, o depositate al suolo. Queste impurità sono di origine molto diversa: continentali, oceaniche, marine, vulcaniche, provenienti da attività umane (ad esempio industrie e agricoltura). Possono essere inoltre di natura molto diversa: minerale, organica, microrganismi (alghe, batteri, insetti).

La presenza di una grande quantità di queste impurità, in particolare sotto forma di polveri, può dar luogo ad una colorazione della precipitazione nevosa (nevi rosse o nevi giallastre corrispondono molto spesso a masse d'aria di origine Sahariana).

L'esistenza di queste impurità influisce sulle proprietà ottiche ed elettriche ma può anche avere degli effetti sulle proprietà meccaniche.

L'ordine di grandezza della concentrazione di queste impurità può essere molto variabile, solitamente viene fornito in parti per milione a seconda del peso (per esempio per gli acidi). La neve è in generale leggermente acida, con valori di pH compresi molto spesso fra 4 e 6.

### ≡≡ **Resistenza della neve ( ? )**

La resistenza della neve dipende dallo stato di sollecitazione (compressione, trazione o taglio), dalla velocità di sollecitazione, dalla deformazione e dalla velocità di deformazione). Inoltre, la resistenza dipende anche dal volume del campione, poiché la neve non è omogenea.

I tipi di resistenza vengono precisati come duttile, per frattura fragile o di massima resistenza, tutte a basse velocità di deformazione. Le unità di misura sono  $\text{Pa}^{-1}$  per la velocità di deformazione,  $\text{Pa}$  per la sollecitazione e  $\text{Pa}\text{s}^{-1}$  per la velocità di

sollecitazione. La deformazione è invece adimensionale.

### ☞☞ **Durezza della neve (*R*)**

I valori di misurazione della durezza sono soggettivi ed offrono un valore indicativo che dipende dallo strumento utilizzato.

Uno strumento ampiamente approvato è la sonda a percussione svizzera le cui caratteristiche sono: angolo della punta del cono: 60°, diametro di base: 40 mm; peso del tubo: 10 N/m; peso del martello: 10 N.

La durezza viene misurata in Newton e può essere classificata come indicato nella Tabella 1.2.5, che considera sia la sonda a percussione svizzera che il test della mano comunemente utilizzato. Questo ultimo test consiste nello spingere delicatamente nella neve oggetti di varie dimensioni applicando una forza di penetrazione di circa 50 N, cosa che può venire effettuata facilmente con una mano.

<i>Termine</i>	<i>Sonda a percussione (N)</i>	<i>Ordine di grandezza della pressione (Pa)</i>	<i>Test della mano</i>	<i>Simbolo</i>
Molto bassa	0-20	0-10 <sup>3</sup>	pugno	R1
Bassa	20-150	10 <sup>3</sup> -10 <sup>4</sup>	4 dita	R2
Media	150-500	10 <sup>4</sup> -10 <sup>5</sup>	1 dito	R3
Alta	500-1000	10 <sup>5</sup> -10 <sup>6</sup>	matita	R4
Molto alta	>1000	>10 <sup>6</sup>	Lama coltello	R5
Ghiaccio	?	?	?	R6

**Tabella 1.2.5:** durezza della neve al suolo (da S.Colbeck et al., *Classificazione internazionale della neve al suolo*)

### ≡≡ **Temperatura della neve ( $T$ )**

Oltre alla misurazione diretta della temperatura della neve è importante registrare altre temperature ad essa strettamente collegate, fra le quali la temperatura dell'aria a 1,5 metri ( $T_a$ ), la temperatura della superficie nevosa ( $T_s$ ), la temperatura del terreno ( $T_g$ ), la temperatura del manto nevoso all'altezza di 0,5 m sopra il terreno ( $T_{H0,5}$ ) e di 0,5 m sotto la superficie ( $T_{H-0,5}$ ).

E' importante sottolineare che la temperatura della neve, se espressa in gradi centigradi, è sempre negativa. In particolare è strettamente negativa quando la neve è secca, mentre è nulla quando la neve contiene dell'acqua.

Infine, a causa delle proprietà termiche, la temperatura della base del manto nevoso è spesso prossima agli  $0^{\circ}\text{C}$  nelle nostre regioni (questo quando lo spessore del manto nevoso è compreso fra 50 cm e 1 m.)

### ≡≡ **Stratificazione ( $L$ )**

Lo spessore degli strati nevosi è un'altra delle proprietà importanti del manto nevoso. Ogni strato di neve ha una storia propria che può essere molto diversa da quella degli strati superiori o inferiori e portare ad un'evoluzione molto differente. In questo modo su una stessa verticale del manto nevoso possono coesistere simultaneamente tutti differenti tipi di neve.

Fattori essenziali per la descrizione degli strati sono il diametro e la spaziatura fra le strutture colonnari. Per la misurazione di grandezze come lo spessore e la profondità è consentito l'utilizzo dei centimetri al posto del metro, unità di misura delle lunghezze nel Sistema Internazionale.

## ☞☞ **Rugosità superficiale**

Per rugosità superficiale si intende la rugosità della superficie nevosa causata da vento, pioggia, evaporazione o fusioni irregolari e non quella dovuta alla natura granulare della neve.

La profondità media delle irregolarità, che viene misurata in millimetri, può essere associata al relativo simbolo (ad esempio *Sc15*). Possono risultare elementi d'interesse anche la lunghezza d'onda e l'esposizione.

Nella Tabella 1.2.6 sono riportati i vari tipi di rugosità.

<b><i>Termine</i></b>	<b><i>Simbolo</i></b>
Liscia	<i>Sa</i>
Ondulata	<i>Sb</i>
Solchi concavi	<i>Sc</i>
Solchi convessi	<i>Sd</i>
Solchi irregolari	<i>Se</i>

**Tabella 1.2.6:** *Rugosità superficiale*

(da S.Colbeck et al., *Classificazione internazionale della neve al suolo*)

## ☞☞ **Penetrabilità (capacità della superficie nevosa di sopportare compressioni) (*P*)**

Per avere un'indicazione approssimativa della capacità del manto nevoso di sopportare in modo soddisfacente un certo carico è utile conoscere la profondità di penetrazione in millimetri di alcuni oggetti, ad esempio uno sci o un piede.

Vengono utilizzati i seguenti simboli:

- ?? Profondità della traccia dello sci (sciatore su uno sci): ***PS***
- ?? Profondità dell'impronta (persona che poggia su un piede solo): ***PP***
- ?? Profondità di penetrazione di una sonda a percussione svizzera: ***PR***



### ≡≡ **Esposizione (AS)**

La collocazione del pendio rispetto ai punti cardinali si esprime con l'angolo azimutale in due cifre, per esempio 09 per l'est, 18 per il sud, 27 per l'ovest o 36 per il nord.

### ≡≡ **Equivalente in acqua (HW)**

Per equivalente in acqua si intende l'altezza dell'acqua formata da una massa nevosa completamente fusa, misurata in millimetri su una corrispondente superficie orizzontale.

## **1.3 – LE PROPRIETA' TERMICHE DELLA NEVE**

La principale caratteristica termica della neve è quella di essere un ottimo isolante e ciò si spiega facilmente dal momento che si tratta di un materiale molto poroso.

Passerò ora in rassegna qualche parametro di base.

### ≡≡ **Calore latente**

Esistono due tipi di calore latente: quello di fusione e quello di sublimazione.

Anche in questo caso si tratta esclusivamente di quelli del ghiaccio.

?? Il calore latente di fusione è a 0°C e il suo valore è

$$L_f = 335 \text{ KJ/Kg corrispondenti a } 80 \text{ Kcal/Kg}$$

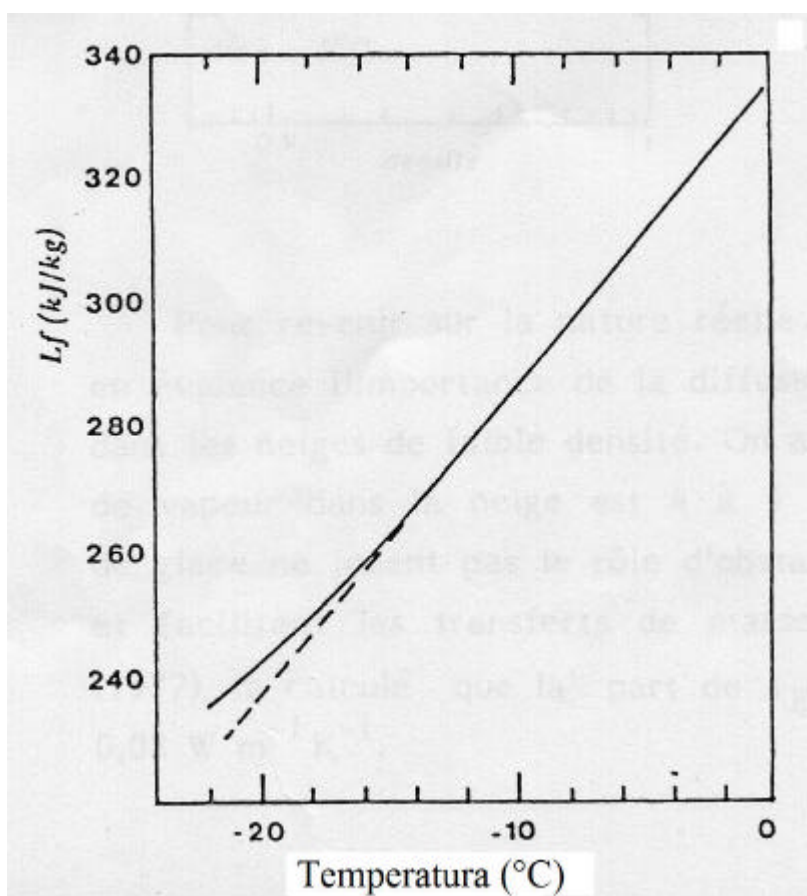
?? Il calore latente di sublimazione vale invece

$$L_s = 2838 \text{ KJ/Kg corrispondenti a } 678 \text{ Kcal/Kg}$$

e questo valore rimane abbastanza costante fino alla temperatura di  $-50^{\circ}\text{C}$ .

Come si può vedere nella figura 1.3.1 il calore latente di fusione decresce quando la temperatura diminuisce.

In particolare decresce linearmente nell'intervallo di temperatura che va da  $0^{\circ}\text{C}$  fino a  $-14^{\circ}\text{C}$ , per decrescere in seguito più lentamente alle temperature minori di  $14^{\circ}\text{C}$ .



**Figura 1.3.1:** Calore latente di fusione del ghiaccio in funzione della temperatura  
(da Dominique Marbouty, *Neige et Avalanche* n° 30 (3/83))

### ☞ Capacità termica

Si tratta semplicemente di quella del ghiaccio poiché la capacità termica della fase gassosa è totalmente trascurabile.

In letteratura sono disponibili numerose misure della capacità termica a pressione costante  $C_p$  e presentano una buona coerenza.

A  $0^\circ\text{C}$  si ha  $C_p = 37,7 \text{ J}\cdot\text{mole}^{-1}\text{K}^{-1}$

$C_p$  dipende molto dalla temperatura. Per delle temperature superiori ai  $150^\circ\text{K}$  è valida la formula

$$C_p = 2,7442 + 0,1282 T \quad \frac{\text{J}}{\text{KgK}}$$

Calcolata con la regressione lineare su differenti misure con un coefficiente di correlazione pari a 0,97.

Per quanto riguarda la capacità termica a volume costante  $C_v$ , essa può essere calcolata a partire da  $C_p$ . In particolare essa è minore della capacità termica a pressione costante di circa il 3% a  $0^\circ\text{C}$  e questa differenza decresce quando diminuisce la temperatura.

### Conduttività termica

Per definizione, si tratta della costante di proporzionalità  $\lambda$  che si trova nella forma unidimensionale della legge di conduzione del calore di Fourier:

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

Per quanto concerne il ghiaccio la conduttività vale

$$\lambda_g = 2,2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1} \text{ a } 0^\circ\text{C}$$

Si può paragonare questo valore a quello dell'acqua a  $0^\circ\text{C}$  che è

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

e a quello dell'aria

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

Per ciò che concerne le temperature negative ma superiori ai 200°K, Yen ha valutato l'insieme di tutte le misure disponibili ed ha calcolato una formula approssimata con la regressione, ottenendo:

$$\lambda_g = 6,727 \lambda_e^{(-0,0041 \lambda T)}$$

(T = temperatura) con un coefficiente di correlazione pari a 0,93. Tuttavia si può notare che si ritrova ancora il valore di 2,2 a 0°C.

Per la neve, invece la situazione è un po' più complicata da descrivere poiché i passaggi di calore implicano:

- ?? la conduzione attraverso la fase ghiaccio
- ?? la conduzione attraverso la fase gassosa
- ?? la convezione e gli scambi radiativi attraverso la fase gassosa
- ?? gli scambi di calore latente dovuti alla diffusione del vapore durante la fase gassosa

In generale, si utilizza perciò una conduttività termica effettiva che tiene conto dell'insieme di questi fenomeni.

In particolare, tutti gli autori che hanno effettuato delle misure del  $\lambda_E$  (conduttività termica), si trovano d'accordo sul fatto che essa dipenda essenzialmente dalla densità della neve.

Sempre Yen nel 1981 ha calcolato una formula approssimata per il  $\lambda_E$ :

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

(d = densità) con un coefficiente di correlazione pari a 0,86.

Graficamente questa relazione è rappresentata dalla Figura 1.3.2 , dove si vede la

ripartizione dei valori della conduttività termica effettiva della neve esistente in letteratura (i punti a sinistra) e la formula proposta da Yen (a destra).

Sul grafico sono riportati allo stesso tempo i valori delle conduttività termiche del ghiaccio e dell'aria.

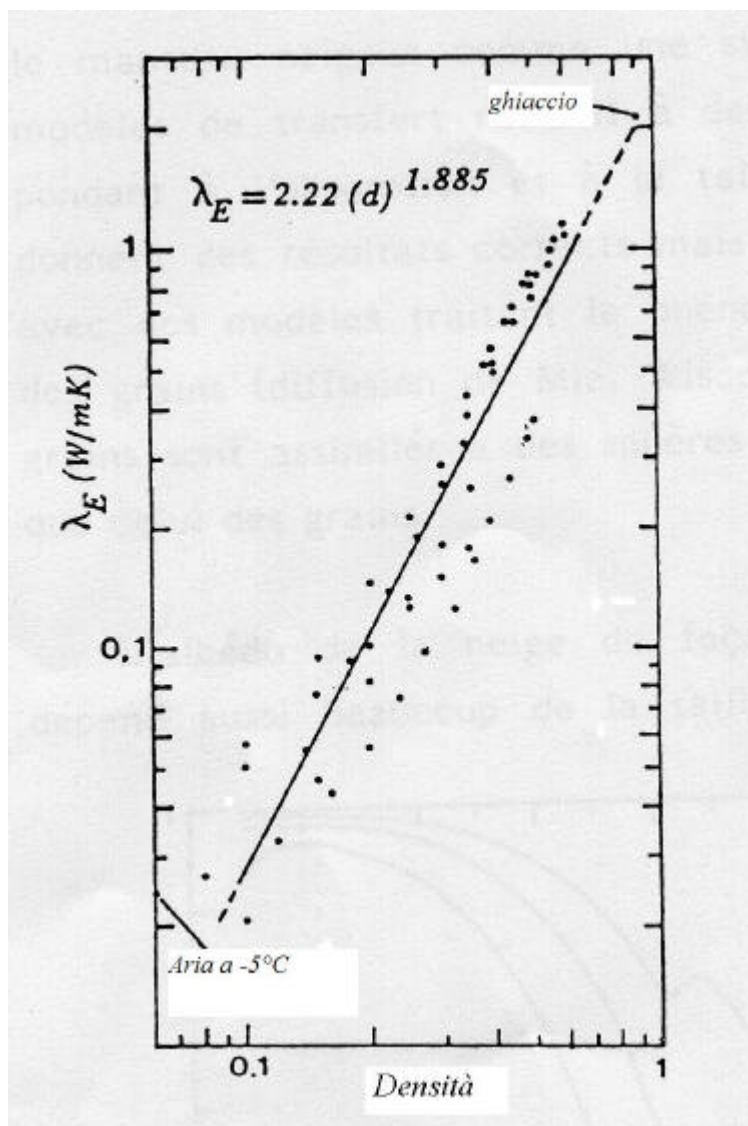


Figura 1.3.2: conduttività termica in funzione della densità (Yen 1981)

(da Dominique Marbouty, *Neige et Avalanche* n° 30 (3/83))

Tornando a parlare della natura reale dei passaggi di calore, si può mettere in evidenza l'importanza della diffusione del vapore (scambi di calore latente) nella

neve di bassa densità. Si può mostrare che il coefficiente di diffusione del vapore nella neve è pari a 4 o 5 volte quello nell'aria. In effetti, i grani di ghiaccio non giocano il ruolo di ostacoli, bensì quello di pozzi e di sorgenti di calore e favoriscono i passaggi di massa per condensazione e per sublimazione. Nel 1977 Mellor ha calcolato che la parte di  $\lambda_E$  attribuibile a questa diffusione vale circa  $0,08 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

Si può ricavare, infine sempre dalla Figura 1.3.2 che per un tipo di neve con densità di  $250 \text{ Kg/m}^3$  essa rappresenta il 50% del passaggio di calore totale. In particolare nella neve fresca, con densità di circa  $100 \text{ Kg/m}^3$  la diffusione di vapore domina totalmente i processi di passaggio di calore. D'altra parte, è evidente che per nevi dense è la conduzione attraverso la fase solida che domina, visti i valori di  $\lambda_g$ ,  $\lambda_w$ , e  $\lambda_a$  descritti in precedenza.

## 1.4 – LE PROPRIETA' OTTICHE DELLA NEVE

La comprensione dei fenomeni di riflessione, assorbimento e di trasmissione dell'irraggiamento nella neve è necessaria per due motivi fondamentali:

?? per calcolare il bilancio energetico del manto nevoso, meglio descritto nel

Capitolo 3

?? per determinare il telerilevamento della neve

Mi limiterò in questo capitolo all'irraggiamento solare ed al all'irraggiamento termico, in particolar modo parlando dell'albedo della neve, rimandando al Capitolo 4 la trattazione delle interazioni fra neve e microonde.

## ☞☞ L'albedo della neve

Si tratta del “coefficiente di riflessione spettrale emisferico”, cioè la quantità di radiazione solare riflessa rispetto alla radiazione solare incidente, per una lunghezza d'onda assegnata.

Le prime modellizzazioni delle proprietà ottiche della neve trattavano il manto nevoso come una semplice successione di strati; si trattava di modelli di trasferimento radiativo a due flussi, che necessitavano di due parametri corrispondenti all'assorbimento e alla dimensione dei grani (Dunkle e Bevens nel 1956). Questi modelli davano risultati corretti, ma ora si ottengono risultati migliori con dei modelli che trattano il fenomeno della diffusione e dell'assorbimento a livello dei grani (ad esempio i modelli di diffusione di Mie, Wiscombe e di Warren). In questi modelli i grani sono assimilati a delle sfere dove il rapporto volume/superficie è lo stesso di quello dei grani.

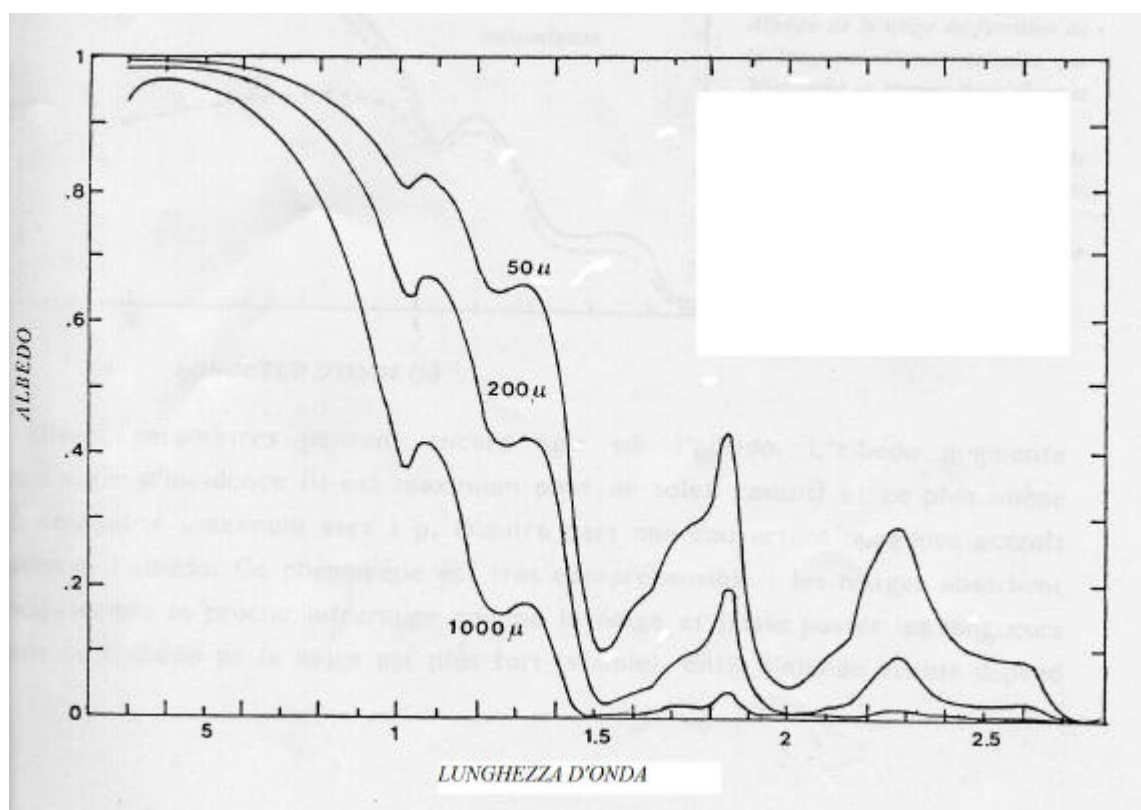
L'albedo della neve è strettamente legato alla lunghezza d'onda e dipende anche molto dalla dimensione dei grani, come mostrato in Figura 1.4.1.

Si può notare che i valori di albedo sono elevati nel dominio del visibile e decrescono molto nell'infrarosso e ciò deriva direttamente dalle proprietà del ghiaccio.

Si deduce, inoltre, che l'albedo decresce quando la dimensione dei grani aumenta, principalmente nell'infrarosso.

Questo fenomeno si può spiegare così: un fotone può essere diffuso attraverso l'interfaccia aria-ghiaccio e può essere assorbito mentre attraversa la fase ghiaccio. Un aumento di dimensione dei grani va ad allungare il percorso del fotone e quindi aumenta il rischio d'assorbimento all'interno dei possibili punti di

diffusione.



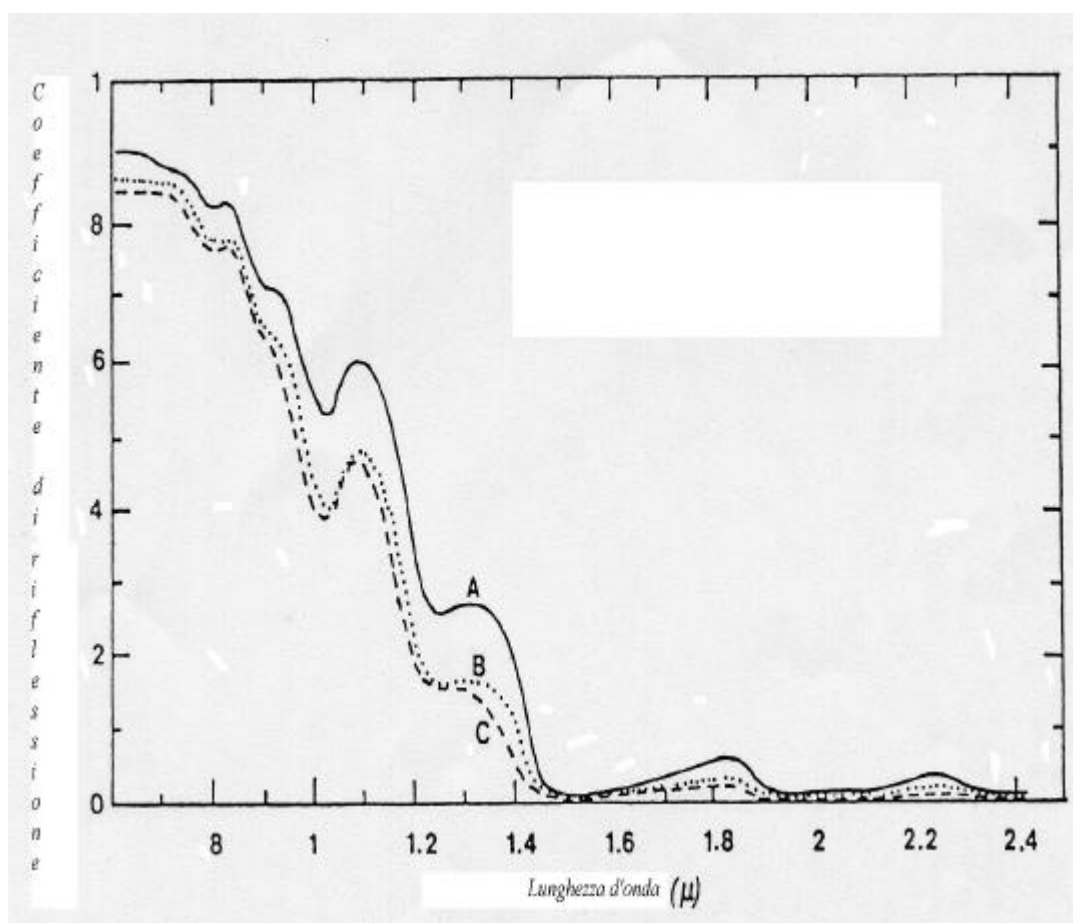
**Figura 1.4.1:** albedo della neve in funzione della lunghezza d'onda calcolato con il modello di Wiscombe e di Warren per 3 dimensioni diverse di grani. (Da Warren 1981) (da Dominique Marbouty, *Neige et Avalanches* n° 30 (3/83))

D'altra parte, per lungo tempo si è pensato che l'albedo dipendesse dalla densità della neve e dal contenuto in acqua liquida. Questa dipendenza non esiste in maniera diretta: è semplicemente una conseguenza della dipendenza diretta dalla dimensione dei grani: trattando del contenuto in acqua liquida, infatti si è visto che sia quest'ultima e sia la densità crescono, in generale, all'aumentare della dimensione dei grani.

Per il contenuto in acqua liquida in particolare, sono state fatte delle verifiche sperimentali da O'Brien e da Munis nel 1975: essi hanno constatato che non si ha alcuna variazione dell'albedo facendo rigelare una neve umida, come mostrato in



Figura 1.4.2. Un'altra verifica sperimentale è quella effettuata da R.Casacchia, A. Cagnati e M.Valt nel loro lavoro “Riflettanza di neve e ghiaccio in Artico” pubblicato sulla Rivista Italiana di Telerilevamento n° 17/18 del settembre 1999 – gennaio 2000. Un ulteriore riferimento bibliografico sono gli atti della conferenza nazionale ASITA dal titolo “Indagini radiometriche sul manto nevoso nel bacino del Cordevole (Alpi Bellunesi), sempre di A. Cagnati e R. Casacchia.



**Figura 1.4.2:** Coefficiente di riflessione della neve in funzione della lunghezza d'onda (O'Brien e Munis) (da Dominique Marbouty, *Neige et Avalanche* n° 30 (3/83))

Nella stessa Figura il grafico A si riferisce ad una neve “vecchia” gelata con densità pari a  $350 \text{ Kg/m}^3$ . Il grafico B rappresenta la stessa neve della curva A ma in fase di scioglimento e con densità pari a  $400 \text{ Kg/m}^3$ . Infine il grafico C si

riferisce sempre alla stessa neve dei casi A e B ma ricongelata e sempre con densità uguale a  $400 \text{ Kg/m}^3$ .

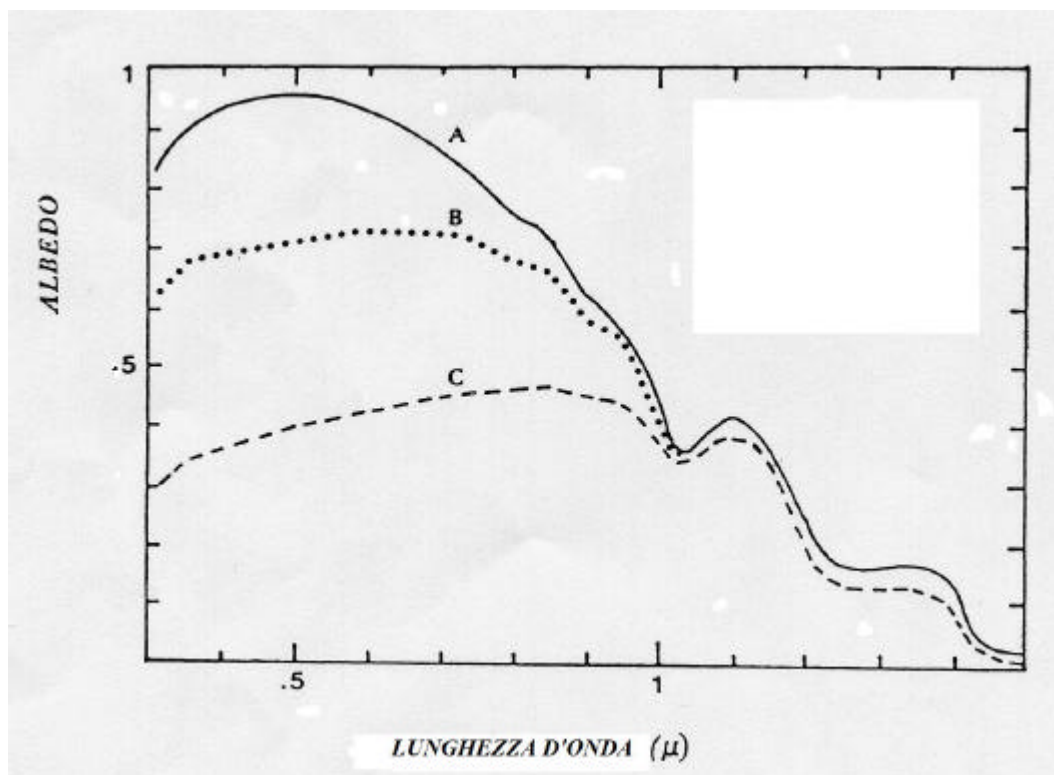
Si può notare come le curve B e C siano praticamente coincidenti, e ciò dimostra come il contenuto in acqua liquida non abbia alcun effetto sull'albedo.

Bisogna evidenziare che, se la dimensione dei cristalli di neve fresca è piccola (nel senso del rapporto volume/superficie), la prima fase del metamorfismo corrisponde, nonostante tutto, ad una diminuzione delle dimensioni: l'albedo dovrà dunque aumentare nelle ore o nei giorni seguenti una nevicata, per poi diminuire fino alla fine dell'inverno o fino ad una nuova precipitazione nevosa. Questo fenomeno è stato effettivamente osservato in Antartide dove le fasi di metamorfismo sono molto lente a causa delle bassissime temperature: si è in questo caso constatato proprio che l'albedo aumenta durante il periodo appena seguente una nevicata.

Un altro importante parametro può influenzare l'albedo: si tratta della presenza di impurità nella neve. Queste impurità non hanno alcun effetto nel dominio dell'infrarosso; possono però far diminuire considerevolmente l'albedo nel dominio del visibile, anche se presenti in piccole concentrazioni (qualche parte per milione).

La Figura 1.4.3 mostra gli effetti sull'albedo calcolati da Warren per diverse concentrazioni di impurità. L'effetto delle impurità è particolarmente visibile per lunghezze d'onda con valori inferiori ad  $1\mu\text{m}$ .

Nella Figura 1.4.3 la curva A si riferisce a neve pura, la curva B a neve contenente 10 ppm di fuliggine e la curva C a neve contenente lo 0,1% di cenere vulcanica.



**Figura 1.4.3:** albedo della neve in funzione della lunghezza d'onda calcolato per diverse concentrazioni di impurità (da Wiscombe e Warren, 1981) (da Dominique Marbouty, *Neige et Avalanche* n° 30 (3/83))

Ancora diversi altri parametri possono influire sull'albedo della neve, anche se in maniera meno evidente.

Ad esempio, l'albedo aumenta con l'angolo di incidenza (è massimo con il sole radente): questo fenomeno ha la sua massima sensibilità verso i valori di lunghezza d'onda pari a 1?

D'altra parte il cielo nuvoloso fa crescere allo stesso modo l'albedo e ciò è facilmente spiegabile: le nuvole assorbono principalmente le lunghezze d'onda prossime all'infrarosso come la neve, mentre lasciano passare le lunghezze d'onda nelle quali l'albedo della neve è più elevato.

L'albedo visibile dipende anche dallo spessore della neve: questo fenomeno si spiega a causa del debole assorbimento del ghiaccio con elevati spessori.

Gli elevati valori di albedo della neve nel campo del visibile sono quindi il risultato di processi di diffusione sulla superficie dei grani ed interessa anche uno strato superficiale di alcuni centimetri.

	<i>Albedo nel campo del visibile</i>	<i>Albedo nel campo prossimo all'infrarosso</i>
<i>☞☞ Neve asciutta compressa</i>	0,8/1	0,5/0,6
<i>☞☞ Neve umida</i>	0,7/0,8	0,4/0,5
<i>☞☞ Neve bagnata</i>	0,5/0,7	0,3/0,4

**Tabella 1.4.1:** campi di variazione dell'albedo per diversi tipi di neve (da Dominique Marbouty, *Neige et Avalanches n° 30 (3/83)*)

Per terminare le considerazioni fatte sull'albedo della neve e per dare degli ordini di grandezza più sintetici, la Tabella 1.4.1 illustra i domini di variazione dei valori dell'albedo nei campi del visibile e dell'infrarosso per differenti tipi di neve.

Per quanto riguarda, infine la trasmissione della luce nella neve, si può affermare che solo la luce con lunghezze d'onda nel campo del visibile penetra profondamente ed in particolare il blu a causa delle proprietà del ghiaccio.