

# PROPRIETA'

---

# DEL MANTO

## Utilizzando i dati delle stazioni nivometeorologiche

**Paolo Scotton**  
Dipartimento di Geoscienze,  
Università di Padova

**Sara Raffaelli**  
dott. Ing. Ambientale,  
Libero Professionista

**Leano Viel**  
dott. Ing. Ambientale,  
Libero Professionista

Scopo del presente lavoro è la valutazione della possibilità di descrivere e prevedere le proprietà del manto nevoso, e in particolare la distribuzione della temperatura all'interno del manto, a partire dai dati raccolti presso le stazioni nivo-meteorologiche gestite dalla Provincia di Trento. Il tema appare rilevante in considerazione della necessità di affinare i metodi di previsione del distacco delle valanghe che dipendono in buona parte dai metamorfismi che si realizzano all'interno del manto nevoso. Ugualmente importante appare la possibilità di definire i limiti delle misurazioni attualmente disponibili ai fini indicati.

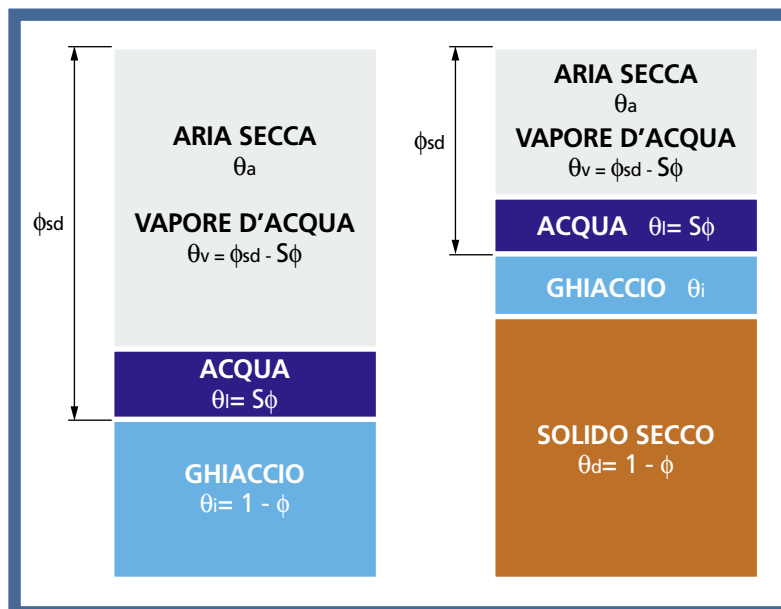
Il lavoro descrive i fenomeni fisici che contribuiscono a determinare l'evoluzione del manto nevoso: i processi di trasmissione del calore nel manto; i processi che regolano l'assestamento del mezzo poroso multifase; i processi di interazione del manto nevoso con l'atmosfera e con il suolo. Oltre ai dati rilevati presso le stazioni nivo-meteorologiche di passo Tonale e capanna Presena, è stata realizzata una campagna di misurazione sul campo con la collaborazione dei tecnici della Provincia. La descrizione della evoluzione del manto nevoso è stata eseguita utilizzando il codice Sntherm sviluppato dal Cold Regions Research and Engineering Laboratory dell'US Army Corps of Engineers.

L'uso del modello ha mostrato, nonostante le numerose difficoltà incontrate, come sia possibile una simulazione adeguata del comportamento del manto nevoso, almeno in condizioni puramente invernali e puramente primaverili. I limiti applicativi appaiono più legati alla possibilità di definire correttamente le condizioni al contorno, piuttosto che alla simulazione dei processi fisici coinvolti.

# NEVOSO



Fig. 1: Relazioni tra le frazioni volumetriche nel manto nevoso e nel suolo (rielaborato da [1]).



## LA RAPPRESENTAZIONE DEL MANTO NEVOSO

Lo strato nevoso ed il suolo vengono trattati come mezzi porosi caratterizzati da una matrice solida immobile e da un sistema interstiziale di vuoti distribuiti in modo approssimativamente omogeneo [1].

Lo spazio vuoto nella neve e nel suolo è completamente occupato da una miscela immiscibile di fluidi composta da aria, acqua liquida e ghiaccio mobile. L'aria è a sua volta suddivisa in due componenti mescolabili: una secca ed una umida. Mentre l'aria secca risulta relativamente inattiva nei processi termici, il vapore acqueo utilizza un'apprezzabile quantità di calore per la sublimazione e

per questo viene considerato come una componente separata. La miscela di studio sarà costituita, quindi, da aria secca, particelle solide del suolo secco e acqua nelle tre fasi.

All'interno della neve o del suolo tutti e cinque gli elementi costituenti sono assunti in equilibrio locale ed il mezzo è considerato orizzontalmente omogeneo (come conseguenza dell'approccio monodimensionale).

Dal punto di vista matematico viene fatto uso della mixture theory (Morris 1987, Morland et al. 1990) che tiene conto della miscela costituente il materiale e del rapporto tra le fasi. Nel caso della neve la matrice è composta da ghiaccio, mentre nel suolo la matrice è composta da

particelle solide asciutte. La componente ghiaccio nel terreno congelato viene considerata mobile e separata dalla matrice che la supporta.

Il mezzo poroso (strato di neve o di terreno) viene trattato come un continuo e descritto mediante le proprietà di volume. Per esempio viene definita la densità di volume di un certo componente,  $\gamma_k$ , come il rapporto tra la massa di quel componente presente in un certo volume ed il volume stesso. Il pedice  $k$  sta per, di volta in volta,  $v$  (vapore d'acqua),  $l$  (acqua liquida),  $i$  (ghiaccio),  $a$  (aria asciutta) o  $d$  (terreno asciutto).

La densità intrinseca,  $\rho_k$ , o densità dei vari costituenti, è definita come massa di costituente  $k$  per unità di volume di costituente  $k$  ed è correlata alla densità di volume dalla relazione:

$$\gamma_k = \theta_k \cdot \rho_k$$

dove  $\theta_k$  rappresenta la frazione di volume occupata dal componente  $k$  nel volume considerato, con il vincolo

$$\sum_k \theta_k = 1$$

La somma delle densità di volume delle componenti rappresenta la densità totale del mezzo e viene indicata come segue:

$$\rho_t = \sum_k \theta_k \rho_k = \sum_k \gamma_k$$

La mixture theory permette, variando l'entità delle singole componenti, di rappresentare con un unico formalismo matematico, situazioni fisiche anche molto diverse, come il terreno, i laghi, le superficie ghiacciate, la neve al suolo.

La porosità è una misura dello spazio all'interno del mezzo disponibile ai fluidi ed è definita come rapporto tra il volume dei pori ed il volume totale. Quando il manto nevoso ed il suolo sono composti rispettivamente da ghiaccio e solidi asciutti, le porosità dei due materiali è definita come:

$$\phi = 1 - \theta_i = 1 - \gamma_i / \rho_i$$

e

$$\phi = 1 - \theta_d = 1 - \gamma_d / \rho_d$$

In definitiva, la frazione di volume  $\theta_k$  può essere espressa in funzione della porosità e della saturazione liquida  $s$ , essendo quest'ultima il rapporto tra il volume di acqua liquida presente in un volume di vuoti definito ed il volume dei vuoti stesso (Figura 1). Un altro parametro, talvolta usato, è la porosità solida  $\phi_{sd}$ , dove, nella valutazione della frazione solida, si considera anche la eventuale presenza del ghiaccio.

## I VARI ASPETTI DEL FENOMENO FISICO

In Figura 2 è mostrato uno schema dei processi fisici che interessano il manto nevoso ed il suolo sottostante. Il manto nevoso scambia energia con l'atmosfera e con il suolo in dipendenza delle condizioni meteorologiche, è soggetto a processi di diffusione del vapore al suo interno e attraverso il contorno, subisce processi di assestamento, di fusione, di scorrimento idrico. Il suo stato viene notevolmente influenzato dalle precipitazioni idriche e nevose.

### L'assestamento

Il processo di assestamento della neve precipitata al suolo può essere suddiviso in due stadi che corrispondono, da una parte, al metamorfismo distruttivo e, dall'altra, al sovraccarico subito dal manto nevoso.

La velocità di deformazione attribuibile al metamorfismo distruttivo può essere descritta mediante una legge che dipende in forma esponenziale dalla temperatura. Una legge empirica proposta da Anderson (1976), prevede, in assenza di acqua nel manto nevoso, un valore costante dipendente dalla temperatura finché la densità di volume si mantiene al di sotto di  $150 \text{ kg/m}^3$  (con deformazione dell'ordine dell'1% all'ora). Per densità maggiori la velocità di deformazione diminuisce secondo una relazione esponenziale della stessa. In presenza di acqua la velocità di deformazione viene notevolmente incre-

mentata mediante un fattore moltiplicativo. La legge empirica descritta ha la forma descritta in eq. 1 (vedi pag. 25).

La seconda componente di deformazione, che si presenta in tempi più lunghi, può essere descritta attraverso una legge lineare del sovraccarico  $P_s$  ( $\text{N/m}^2$ ) come in eq. 2.

Le costanti ed il valore del coefficiente di viscosità  $\eta$  sono definiti sperimentalmente (Mellor, 1961; Kojima, 1967; Anderson, 1976).

### L'evoluzione della dimensione dei grani

La trasformazione dimensionale dei grani all'interno del manto nevoso è un altro processo fisico importante nella descrizione della sua evoluzione. Influisce, per esempio, sulla permeabilità della neve ai flussi di vapore ed idrici, sul coefficiente di estinzione della radiazione solare e sulle resistenze meccaniche del manto nevoso.

Nella neve asciutta si verificano processi di accrescimento dei grani causati dai flussi di vapore negli spazi intergranulari indotti dalle differenze di tensione di vapore alle diverse temperature in diverse zone del manto nevoso (metamorfismo costruttivo).

Il processo di crescita dei grani può essere descritto mediante una relazione del tipo:

$$\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{g_1 \cdot |U_v|}{d}$$

dove  $d$  è il diametro medio dei grani,  $|U_v|$  è il flusso di vapore che dipende soprattutto dal gradiente di temperatura e dalla

temperatura assoluta e  $g_1$  è una costante di adattamento. Per una temperatura di  $-2^\circ\text{C}$  ed un gradiente termico di  $10^\circ\text{C/m}$ , una particella di dimensioni iniziali pari a  $0,5 \text{ mm}$  raddoppia la sua dimensione dopo circa un mese.

Nella neve bagnata si verifica un forte incremento della crescita dei grani anche in presenza di piccole quantità d'acqua. La crescita è ancora maggiore ai maggiori livelli di saturazione del regime funicolare (nel regime funicolare i cristalli di ghiaccio e l'acqua che li avvolge intrappolano l'aria in aree di dimensioni limitate; nel regime pendolare, a livelli di saturazione inferiori, si realizzano canali di aria con una certa continuità. Colbeck identifica la separazione tra i due regimi ad un livello di saturazione pari al 14 %).

La temperatura di fusione all'equilibrio delle particelle più grandi è maggiore rispetto a quella delle particelle più piccole. La crescita delle particelle maggiori è alimentata dall'acqua di scioglimento dei grani più piccoli che spariscono. Per la neve bagnata viene proposta una relazione simile a quella vista per la neve asciutta eq. 3 dove  $g_2$  è una costante di aggiustamento.

Come si nota il tasso di crescita aumenta all'aumentare della frazione di acqua liquida fino al regime funicolare, rimanendo poi sostanzialmente invariato.

Misurazioni effettuate (Wakahama, 1965, Colbeck, 1986) in condizioni di saturazione indicano, come ordine di grandezza, crescite del diametro dell'ordine di  $0,5 \text{ mm}$  in sei giorni e di  $1 \text{ mm}$  in sei settimane.

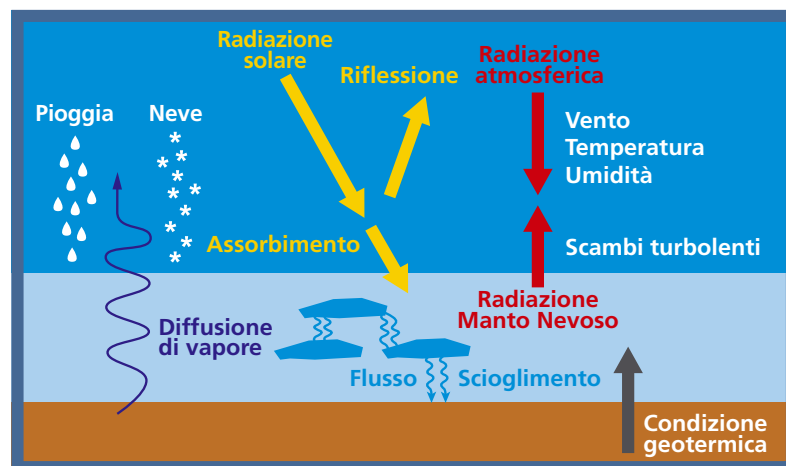


Fig. 2: Schematizzazione dei processi fisici che interessano il manto nevoso ed il suolo sottostante.

## Il bilancio energetico superficiale

Il flusso di energia superficiale,  $I_{top}$ , all'interfaccia con l'aria, è definito dalle componenti di onda corta e lunga della radiazione, dai flussi turbolenti del calore sensibile e latente e dal calore per convezione dovuto alle neviccate e alle piogge. Dal punto di vista matematico assume la forma riprodotta in eq. 4, dove  $I_s \downarrow$  è il flusso di energia da onda corta incidente il manto nevoso;  $\alpha_{top}$  è il coefficiente di riflessione di onda corta (albedo);  $I_{ir} \downarrow$  è il flusso di energia della radiazione di onda lunga incidente;  $I_{ir} \uparrow$  è il flusso di energia della radiazione di onda lunga emessa dal manto nevoso;  $I_{sen}$  è il flusso di energia associato al calore sensibile;  $I_{lat}$  è il flusso di energia associato al calore latente;  $I_{conv}$  è il flusso di energia associato alle precipitazioni idriche e nevose.

La radiazione incidente sulla superficie della terra è composta da emissioni provenienti dal sole e dall'atmosfera terrestre. Lo spettro è suddiviso di conseguenza nelle componenti solare o di onda corta e terrestre o di onda lunga. La porzione di radiazione incidente che può essere assorbita o riemessa nell'atmosfera varia sia con la lunghezza d'onda che con le proprietà ottiche del mezzo e viene parametrizzata in termini di albedo per la radiazione di onda corta e in termini di emissività per la radiazione di onda lunga.

### Il riscaldamento solare

In prima approssimazione, si assume che l'energia solare incidente sulla superficie del manto nevoso sia diffusa e isotropa. La radiazione che entra nel manto nevoso viene suddivisa nelle componenti visibile

e vicino-infrarosso, con i relativi coefficienti di estinzione.

Il primo coefficiente viene descritto mediante la funzione di Bohren e Barkstrom, in funzione inversa della radice del diametro medio dei grani e diretta della densità di volume della componente acqua più ghiaccio. Questa componente può penetrare, in modo significativo, nel manto nevoso. Al contrario, la componente radiativa nel vicino-infrarosso viene assorbita negli strati superficiali del manto nevoso (in Snterm si ipotizza nei primi due millimetri).

### La stima della radiazione di onda corta solare incidente

La radiazione solare incidente, o di onda corta, è composta dalle componenti diretta e diffusa, quest'ultima dovuta alla dispersione nel passaggio attraverso l'atmosfera. Nel modello Snterm il flusso solare incidente viene valutato con il modello di Shapiro semplificato a tre strati [5], dove gli strati coincidono con i diversi livelli delle formazioni nuvolose. Il modello fornisce l'insieme della radiazione non dispersa e della radiazione diffusa verso la superficie del manto nevoso.

### La stima della radiazione di onda lunga

Tutti i materiali irradiano energia elettromagnetica, la cui intensità è funzione della temperatura, del materiale e delle caratteristiche della superficie. La legge di Planck descrive lo spettro di potenza emesso da un corpo nero, perfettamente assorbente. Integrando la legge di Planck sullo spettro di potenza, e tenendo conto della emissività,  $\epsilon$ , di uno specifico materiale (rapporto tra l'energia emessa da tale materiale e quella emessa dal corpo nero alla stessa temperatura), si ottiene la nota espressione di Stefan-Boltzmann per l'intensità emisferica emessa a tutte le lunghezze d'onda:

$$I_{emit} = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

dove  $\sigma$  è la costante di Stefan-Boltzmann.

Lo scambio netto di onda lunga consiste nelle emissioni termiche ascendenti dalla

superficie della terra ed emissioni discendenti dovute a gas e materiale particolato presente in atmosfera. La terra irradia come un corpo grigio e lo spettro di emissione ha la forma della legge di Planck. Per questo motivo il flusso ascendente di onda lunga, contiene una componente emittente, che corrisponde all'equazione di Stefan-Boltzmann, e una componente riflettente, proporzionale al flusso discendente. In accordo con la legge di Kirchoff, la somma dell'emissività e della riflessività deve essere pari ad 1, vedi eq. 5.

Nei confronti della radiazione di onda lunga, la neve è paragonabile ad un corpo nero con una emissività prossima a 1 (nel modello Snterm viene utilizzato un coefficiente pari a 0.97).

### La stima della radiazione di onda lunga discendente

Il flusso discendente di onda lunga per cielo sereno viene stimato usando la formula di Idso, eq. 6, dove l'emissività dell'aria dipende dalla pressione di vapore e dalla temperatura dell'aria alla quota di riferimento. A causa della tendenza della espressione di Idso alla sovrastima della emissività dell'aria, nel codice viene utilizzata la correzione di Wachtmann. Il modello tiene anche conto di una componente aggiuntiva di onda lunga dovuta alla presenza delle nubi.

### La stima del flusso turbolento di calore sensibile e latente superficiale

Il trasferimento di calore sensibile è il trasferimento di calore, dall'aria alla neve o viceversa, dovuto al gradiente termico. Nel modello viene stimato con la relazione dovuta ad Andreas e Murphy (1986), vedi eq. 7, dipendendo dalla temperatura dell'aria e dello strato superficiale della neve, dalla velocità del vento e da coefficienti di scambio, determinati empiricamente, che tengono conto della eventuale presenza di vento con velocità  $w$ .

Il flusso di calore latente dipende invece dal gradiente di pressione di vapore tra l'aria e la superficie del manto nevoso. In funzione delle condizioni meteorologiche, il vapore acqueo può sublimare direttamente alla fase solida, rilasciando



calore latente di sublimazione, oppure condensare in fase liquida e rilasciare calore latente di condensazione.

Nel modello viene stimato con la relazione riprodotta nell'eq. 8, dipendendo dalla pressione di vapore dell'aria e dalla pressione di vapore della neve nello strato superficiale e dai coefficienti di scambio, che tengono conto della eventuale presenza del vento.

### La stima del flusso di calore per convezione

Il flusso di calore per convezione si verifica in occasione di precipitazioni idriche o nevose. La precipitazione viene raffreddata alla temperatura della neve. Il calore trasferito alla neve durante questo processo è la differenza tra il contenuto di energia posseduto dalla precipitazione prima dell'arrivo sulla superficie innevata e quello posseduto dopo aver raggiunto l'equilibrio termico all'interno del manto nevoso. La quantità di calore aggiunto alla neve dalla precipitazione è direttamente proporzionale alla quantità di precipitazione e all'eccesso di temperatura che essa possiede rispetto al manto nevoso. Per manti nevosi isotermici a 0 °C (tipica situazione primaverile), questo rilascio di calore in favore della neve ne provoca lo scioglimento, mentre per manti nevosi che presentano temperature inferiori tale calore tende ad aumentarne la temperatura fino alla temperatura di fusione.

Nel caso di una precipitazione idrica l'energia fornita,  $q_p$  può essere espressa come da eq. 9, dove  $\rho_w$  è la densità dell'acqua,  $c_p$  è il calore specifico dell'acqua a pressione costante,  $T_r$  e  $T_s$  sono la temperatura della precipitazione e della superficie del manto nevoso,  $P_r$  è la altezza della precipitazione.

### Il flusso di calore geotermico

Durante la stagione invernale e primaverile il terreno fornisce calore al manto nevoso a causa del gradiente termico che si instaura nel sottosuolo. Questo flusso termico, che può ritenersi trascurabile nel bilancio giornaliero rispetto al flusso energetico solare, può risultare significativo a livello stagionale. La conducibilità termica del terreno dipende dalla



composizione mineralogica, dalla densità e, soprattutto, dal contenuto di umidità (un terreno congelato presenta una conducibilità termica maggiore). I valori disponibili in letteratura presentano una grande variabilità indicando la necessità di dedicare la necessaria attenzione nella definizione del parametro. Nei modelli di scioglimento nivale a questo viene, generalmente, assegnato un valore costante su tutto il periodo di analisi.

### Il bilancio di massa superficiale

I flussi di massa delle tre fasi dell'acqua attraverso l'interfaccia aria - neve sono costituiti dalle precipitazioni idriche, nevose e dallo scambio turbolento di vapore acqueo. Nel caso di nevicata o di accumulo idrico su una superficie ghiacciata o impermeabile, i flussi di massa provocano un ispessimento del manto nevoso di una quantità pari a:

$$\frac{\partial \Delta z}{\partial t} = \text{fallrate} - CR \cdot \Delta z$$

dove CR è il tasso di consolidazione e fallrate rappresenta l'intensità di precipitazione.

Il flusso di precipitazione di massa è dato da:

$$U_p = \gamma_p \cdot \text{fallrate}$$

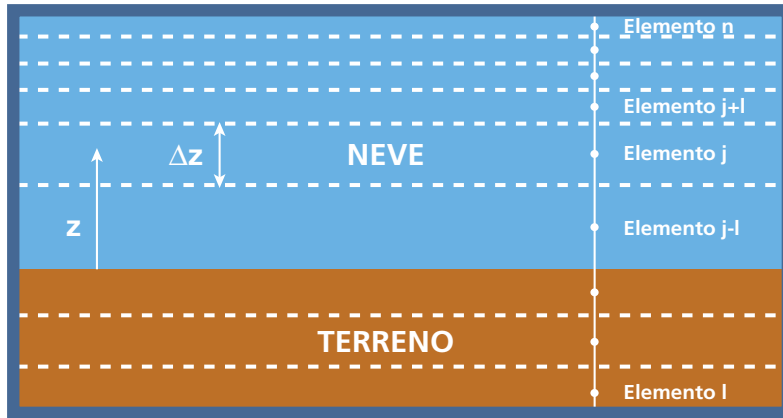
dove la densità di precipitazione è pari a 1000 kg/m<sup>3</sup> per la pioggia e variabile da 20 kg/m<sup>3</sup> a 200 kg/m<sup>3</sup> per la neve, in funzione del vento, del tipo di cristallo e del contenuto d'acqua.

## BASI TEORICHE DEL MODELLO SN THERM E METODO NUMERICO ADOTTATO

L'insieme dei fenomeni fisici che interessano il manto nevoso vengono descritti mediante le equazioni di conservazione della massa, della quantità di moto e dell'energia, scritte in forma integrale per un volume di controllo finito  $\Delta V$ .

La soluzione numerica è ottenuta suddividendo il manto nevoso ed il terreno sottostante in volumi di controllo formati da piani orizzontali, paralleli ed indefiniti, di

Fig. 3: Schema numerico per la descrizione del manto nevoso e del terreno.



spessore variabile  $\Delta z$  come in Figura 3. Ogni strato  $j$  del manto nevoso è identificato dal suo nodo collocato in posizione centrale dello strato. La posizione nodale dello strato può cambiare per effetto della evoluzione del manto nevoso. All'interno del dominio temporale è stato utilizzato lo schema pesato di Crank-Nicolson. Ad ogni intervallo temporale viene risolta per prima l'equazione della conservazione della massa, sia in forma globale che con riferimento ai singoli componenti, e successivamente l'equazione di conservazione dell'energia. Il modello non prevede una equazione costitutiva per la descrizione della reologica della matrice solida che viene considerata immobile e non comprimibile. Anche l'aria, all'interno dei pori, viene considerata ferma, incompressibile e a pressione atmosferica. Il vapore acqueo all'interno dei pori è supposto essere in equilibrio rispetto

all'acqua se il contenuto di questa è sufficientemente alto ( $\theta_l > 0.02$ ), altrimenti in equilibrio rispetto al ghiaccio. Viene utilizzata una opportuna legge di variazione della densità di vapore all'equilibrio dipendente dalla temperatura. Il flusso di massa liquida è fatto dipendere sostanzialmente dalla gravità ritenendo di secondaria importanza gli effetti della tensione superficiale (capillarità). Il fluido viene considerato incompressibile e la sua velocità di filtrazione viene fatta dipendere dalla sua viscosità dinamica e dalla permeabilità idraulica, oltre che dalla gravità. L'apporto di massa superficiale, nevoso o idrico, viene gestito creando nuovi elementi dello spessore massimo di 4 cm per la neve e 1 cm per la pioggia, nel caso di superficie impermeabile. Il bilancio energetico si riduce ad un bilancio di energia termica, essendo le altre forme energetiche sostanzialmen-

te trascurabili. La quantità di energia associata all'unità di massa ad una data temperatura viene espressa in termini di entalpia specifica. Questa, in un sistema a pressione costante, è rappresentata dal calore necessario per alzare o abbassare la temperatura dal valore di riferimento al valore considerato. L'espressione generale usata per l'entalpia è:

$$h = \int_{273,15}^T c(T)dT + L$$

dove  $c(T)$  è il calore specifico ed  $L$  il calore latente.

Per i diversi costituenti le entalpie specifiche possono essere espresse come da eq. 10, trascurando gli effetti del calore sensibile per il vapore acqueo.

Il bilancio termico si completa esprimendo il flusso termico conduttivo mediante la legge di Fourier, con un opportuno coefficiente di conducibilità termica del mezzo, e tenendo conto del flusso radiativo (si ipotizza che soltanto la radiazione di onda corta possa superare lo strato superiore, come descritto in precedenza).

## APPLICAZIONI NUMERICHE

### I dati necessari alle simulazioni

- Analisi stratigrafica del manto nevoso (spessore, densità e temperatura degli strati, diametro dei grani);
- Dati meteorologici (pressione atmosferica, temperatura e umidità dell'aria, velocità del vento, radiazione solare, precipitazione idrica o nevosa, diametro delle particelle di precipitazione nevosa, copertura nuvolosa);
- Dati geografici (latitudine, longitudine, angolo azimutale e zenitale, fuso orario);
- Dati caratteristici della stazione (posizione dei sensori rispetto al suolo).

### I dati disponibili

- Dati registrati presso la stazione nivometeorologica di capanna Presena (2730 m s.l.m.) e passo Tonale (1795 m s.l.m.; temperatura dell'aria, umidità, radiazione solare totale incidente e riflessa, velocità e direzione del vento, distribuzione della temperatura nella neve, pressione

atmosferica);

• Rilievi manuali presso capanna Presena (modelli AINEVA 1, 2, 3, distribuzione della temperatura nel manto nevoso, densità, spessore e durezza degli strati, tipo e dimensione dei cristalli, copertura nuvolosa).

### Analisi dei dati disponibili

I dati presi in considerazione fanno riferimento agli anni dal 2000 al 2007. A causa di problemi di alimentazione della stazione e di malfunzionamenti strumentali, causati dalle condizioni particolarmente rigide di esercizio, si sono riscontrate saltuarie discontinuità nel flusso di dati registrati.

In relazione ai malfunzionamenti strumentali sono stati riscontrati errori di tipo impulsivo ed errori causati dalla saturazione del sensore. Errori del primo tipo si presentano soprattutto nei sensori di temperatura dell'aria e di umidità.

Errori del secondo tipo erano presenti nei sensori di radiazione incidente e riflessa e, in particolare, nei sensori di rilievo della distribuzione della temperatura nel manto nevoso.

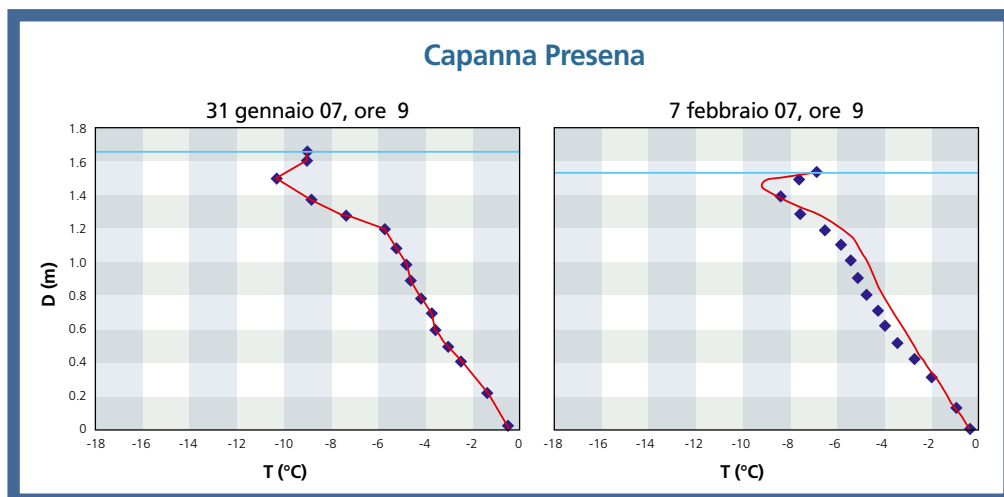
In quest'ultimo caso sono stati utilizzati soltanto i dati rilevati manualmente.

La assenza di rilevatori di radiazione ad onda lunga ha indotto alla sua definizione mediante la formula di Idso (vedi sopra).

Di notevole importanza nel bilancio energetico del manto nevoso si è rivelata la copertura nuvolosa. Questo dato è rilevato manualmente una volta al giorno, frequenza rivelatasi insufficiente rispetto alle necessità del modello.

Tentativi eseguiti stimando la copertura nuvolosa dalla radiazione totale incidente, non hanno prodotto risultati soddisfacenti. Per questo motivo le simulazioni sono state svolte in condizioni di cielo sereno (copertura nuvolosa inferiore ai due ottavi).

La situazione riscontrata nelle due stazioni analizzate sembra essere comune nell'arco alpino, secondo quanto emerge da un recente studio sullo stato delle reti di monitoraggio delle grandezze nivometeorologiche in Italia ([2]).



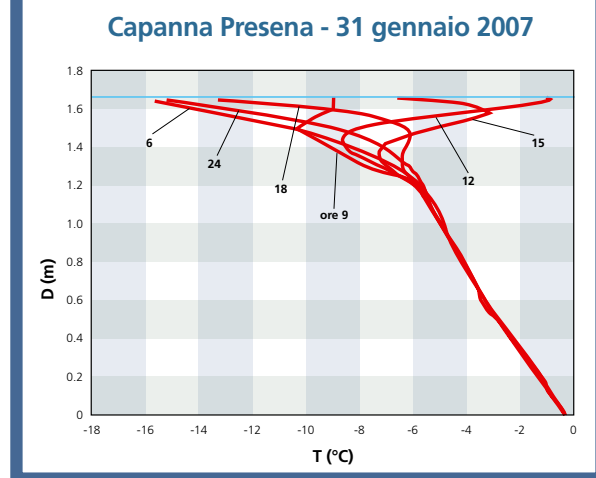
### Simulazione di una situazione invernale, 31 gennaio - 7 febbraio 2007

Per questa simulazione sono stati utilizzati i dati del rilievo manuale del 31 gennaio 2007, ed i dati della stazione automatica di Capanna Presena. A causa della indisponibilità dei dati di radiazione incidente, questi sono stati stimati a partire dai valori registrati presso Passo Tonale e modificati sulla base della differenza di quota per via teorica. Anche la radiazione riflessa è stata calcolata considerando valori di albedo pari a quelli del Passo del Tonale, avendo osservato come in entrambi i siti di misura siano state rilevate precipitazioni a carattere nevoso nei giorni precedenti.

In Figura 4 viene mostrato il confronto, alla fine della settimana, della distribuzione della temperatura all'interno del manto nevoso come rilevato sul campo e simulato.

Le temperature, alle diverse profondità, non differiscono mai per più di un 1 °C. Il gradiente termico negli strati profondi del manto nevoso si mantiene rilevante e dell'ordine di 6 °C/m. Per quello che riguarda l'assestamento del manto, si osservano valori di circa 12 cm nella misurazione e valori di circa 11 cm nella simulazione. La massa per unità di superficie simulata a fine periodo era di 550 kg/m<sup>3</sup>, mentre il valore misurato sulla base della analisi stratigrafica differiva per meno del 3%.

In Figura 5 sono mostrati alcuni diagrammi di temperatura orari durante il primo



giorno di simulazione. Si nota come la notevole variabilità del profilo di temperatura è limitata ad uno strato superficiale dello spessore di circa 40 cm.

### Simulazione di una situazione primaverile, 11 aprile - 2 maggio 2007

Per questa simulazione sono stati utilizzati i dati del rilievo manuale dell'11 aprile 2007. La radiazione incidente viene trattata come nella simulazione precedente.

La radiazione riflessa è stata calcolata considerando un valore di albedo pari a 0,7, stimato secondo le indicazioni presenti in letteratura ([7]). In questo caso non si è fatto riferimento ai dati di Passo Tonale a causa delle condizioni di avanzato scioglimento del manto nevoso.

Nel periodo indicato i dati di temperatura dell'aria sono stati trattati per eliminare la presenza di errori a carattere impulsivo. In Figura 6 viene mostrato il confronto settimanale, per le tre settimane di simulazione, della distribuzione della tempe-

Fig. 4: Distribuzione della temperatura nel manto nevoso a Capanna Presena (TN). A sinistra i dati misurati il 31 gennaio 2007; a destra, i dati misurati [6] e calcolati (linea continua) il 7 febbraio 2007.

Fig. 5: Distribuzione della temperatura nel manto nevoso a Capanna Presena (TN) calcolata a diversi istanti dalle ore 9 del 31 gennaio 2007 alle ore 6 del 1 febbraio 2007.



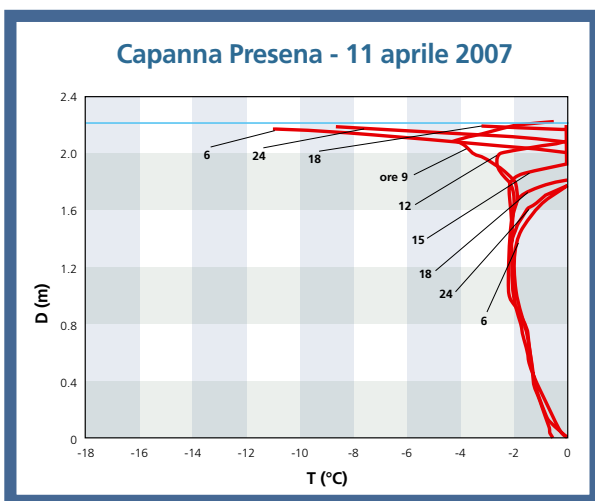
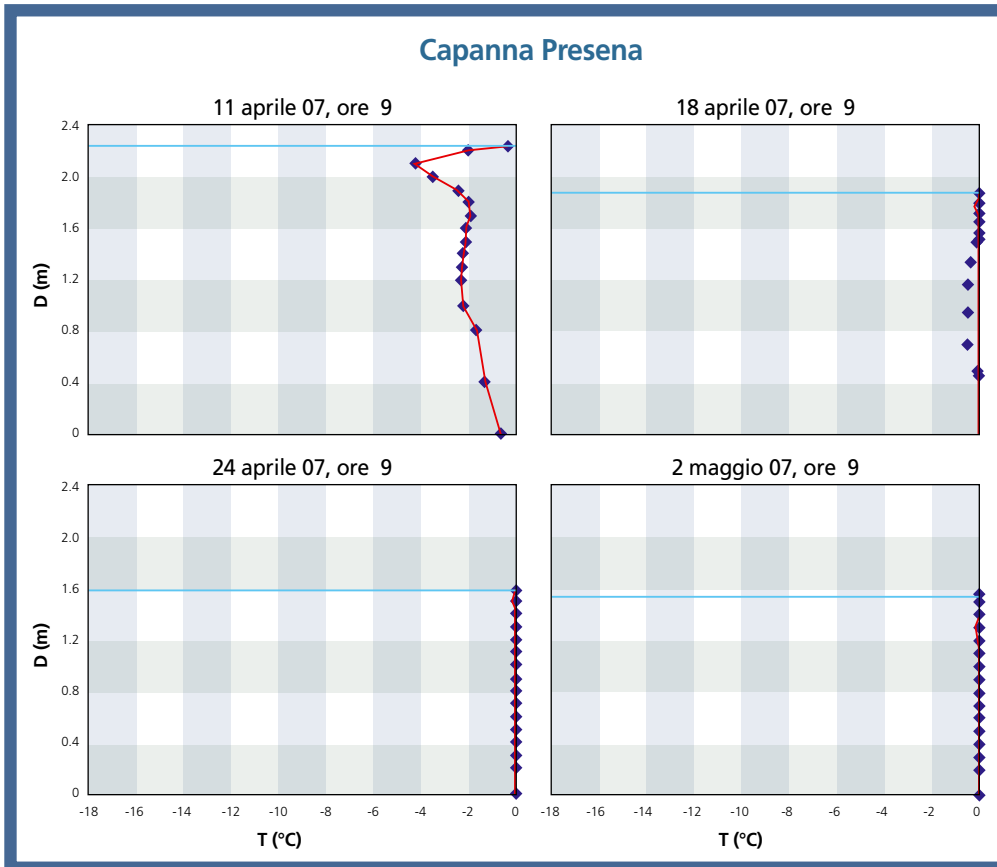


Fig. 6: Distribuzione della temperatura nel manto nevoso a Capanna Presena (TN). A sinistra in alto i dati misurati l'11 aprile 2007; a seguire, i dati misurati ([6]) e calcolati (linea continua) il 18 aprile 2007, il 24 aprile 2007 e il 2 maggio 2007.

Fig. 7: Distribuzione della temperatura nel manto nevoso a Capanna Presena (TN) calcolata a diversi istanti dalle ore 9 dell'11 aprile 2007 alle ore 6 del 12 aprile 2007.

ratura all'interno del manto nevoso come rilevato sul campo e simulato.

Alla fine della prima settimana, 18 aprile, le temperature, alle diverse profondità, non differiscono mai per più di un 0.5 °C. Il manto nevoso assume una profondità misurata pari a 1.87 m, identica alla profondità simulata. Durante la simulazione è stata osservata una variazione di massa di 21 kg/m<sup>3</sup> a partire da un valore di 797 kg/m<sup>3</sup>. La differenza rispetto al valore misurato è inferiore al 6%.

Alla fine della seconda settimana, 24 aprile, le temperature, alle diverse pro-

fondità, non differiscono mai per più di 0.1 °C. Il manto nevoso assume una profondità misurata pari a 1.58 m, mentre la profondità simulata è risultata pari a 1.60 m. Durante la simulazione è stata osservata una variazione di massa di 100 kg/m<sup>3</sup> rispetto alla massa iniziale. La differenza rispetto al valore misurato è ancora inferiore al 6%.

Alla fine della terza settimana, 2 maggio, le temperature, alle diverse profondità, non differiscono mai per più di 0.2 °C. Il manto nevoso assume una profondità misurata pari a 1.38 m, mentre la profondità simulata è risultata pari a 1.58 m. Durante la simulazione è stata osservata una variazione di massa di 174 kg/m<sup>3</sup> rispetto alla massa iniziale. La differenza rispetto al valore misurato è inferiore all'8%. In questo periodo la nuvolosità indicata sul modello 1 AINEVA è stata assegnata, in modo arbitrario, alle 24 ore precedenti. I risultati mostrano qualità inferiori rispetto alle settimane precedenti mostrando l'importanza della corretta descrizione della copertura nuvolosa.

In Figura 7 sono mostrati alcuni diagrammi di temperatura orari durante il primo

giorno di simulazione. Si nota come la notevole variabilità del profilo di temperatura si estende ad uno strato superficiale dello spessore di circa 80 cm.

Si nota, in condizioni tipicamente primaverili, la presenza di uno strato di isoterma dovuto allo scioglimento della neve, che raggiunge la sua massima estensione nelle ore più calde del giorno.

### Effetti della distribuzione della temperatura iniziale – condizioni invernali e primaverili

Questa serie di simulazioni consiste nel valutare l'importanza del profilo di temperatura iniziale sulla evoluzione del manto nevoso.

In Figura 8, sulla sinistra, vengono mostrati quattro profili di temperatura iniziale arbitrari e il profilo di temperatura misurato il 31 gennaio 2007.

La simulazione procede attribuendo alle giornate successive le stesse condizioni meteorologiche del primo giorno. Come si vede tutti i profili convergono verso una configurazione comune. La parte superiore del manto si adatta velocemente alla configurazione del profilo di temperatura reale.

Al contrario la parte profonda vi tende con tempi che dipendono significativamente dalla condizione iniziale.

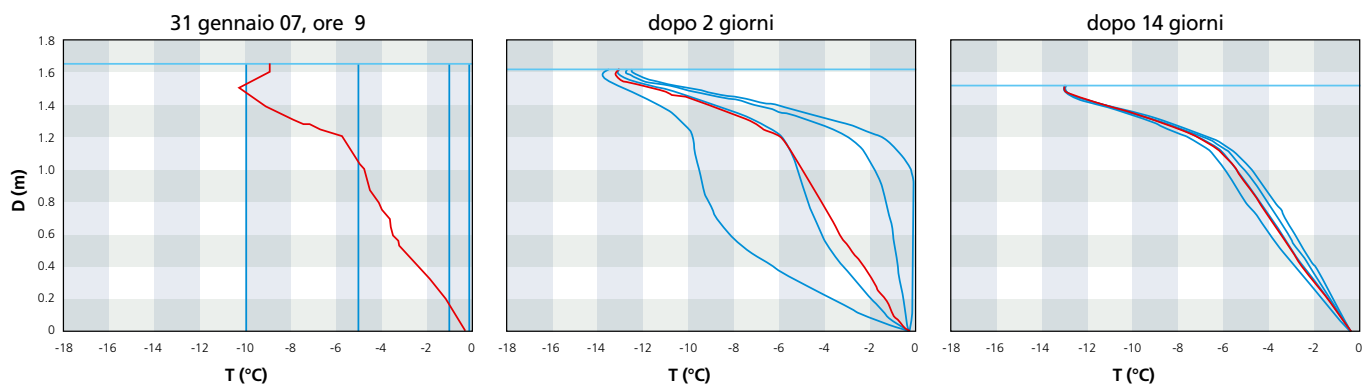
Il profilo di temperatura che rappresenta approssimativamente il valore medio della temperatura nel manto converge piuttosto rapidamente (dopo due giorni) alla evoluzione del manto a partire dai dati reali. Questo suggerisce che la precisione nella misurazione del profilo di temperatura non appare critica, se non si è interessati a fenomeni a brevissima scadenza.

In Figura 9 vengono rappresentate le stesse configurazioni in condizioni primaverili.

Le condizioni meteorologiche sono quelle del 11 aprile 2007.

Il comportamento è sostanzialmente lo stesso del caso precedente ma la convergenza dei profili alla medesima soluzione avviene più velocemente a causa della maggiore conducibilità termica del manto in scioglimento.

### Capanna Presena



### Capanna Presena

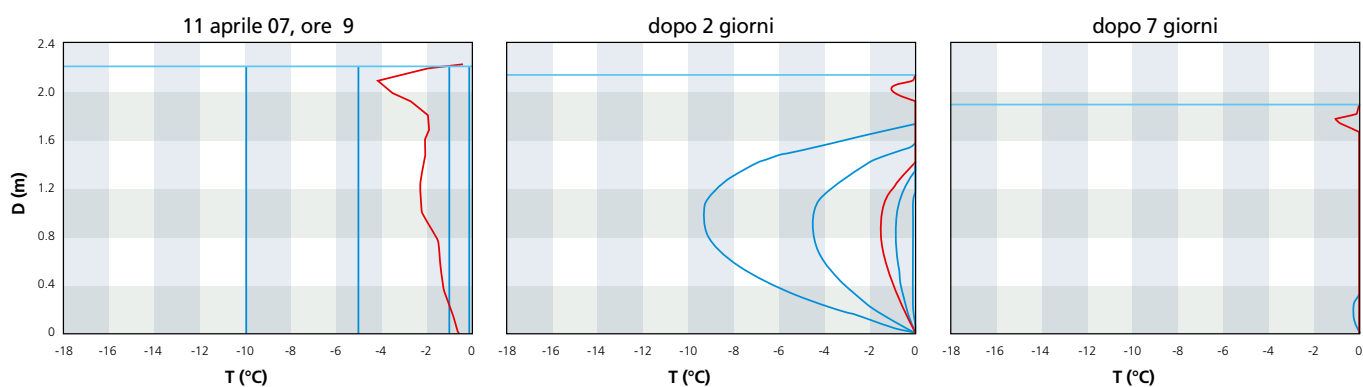


Fig. 8: Evoluzione del manto nevoso a partire da diverse condizioni iniziali di distribuzione della temperatura, in condizioni invernali.

Fig. 9: Evoluzione del manto nevoso a partire da diverse condizioni iniziali di distribuzione della temperatura, in condizioni primaverili.

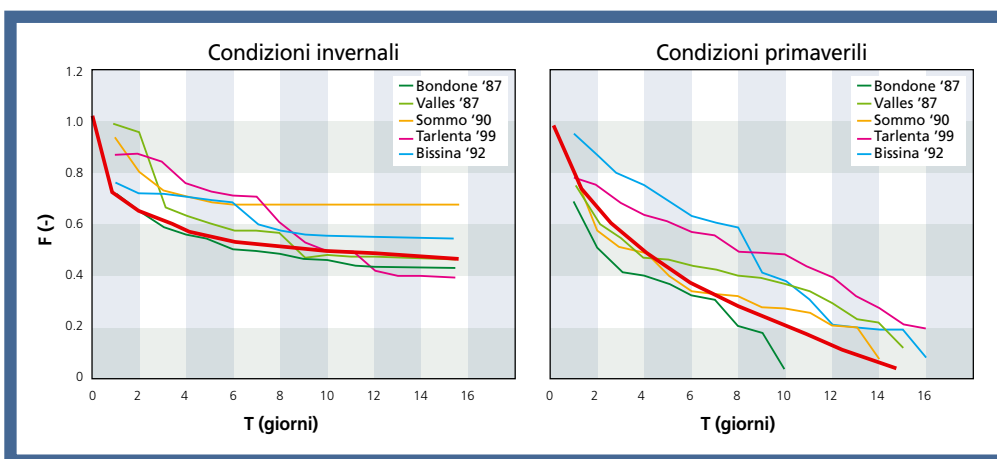


Fig. 10: A sinistra modalità di assestamento calcolate e misurate sul campo in condizioni invernali; a destra, in condizioni primaverili.

### Assestamento

Queste simulazioni hanno la finalità di valutare le modalità di assestamento del manto nevoso in condizioni invernali e primaverili, e di confrontarle con dati rilevati sul campo.

Nelle condizioni invernali si considera un manto nevoso di neve fresca dello spessore di 1 m, temperatura iniziale costante pari a  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  e densità costante pari a

$100\text{ kg/m}^3$ .

In Figura 10, sulla sinistra, sono confrontati i risultati ottenuti dalle simulazioni effettuate per una durata di più giorni con le condizioni meteorologiche del 31 gennaio 2007 ripetute, con i rilievi di assestamento effettuati in alcune stazioni trentine.

I risultati vengono rappresentati mediante la funzione adimensionale di assestamen-

to definita come in eq. 11, dove  $H_S$  è la altezza totale del manto,  $H_{S0}$  è la altezza della neve già assestata e  $H_{N0}$  è la altezza iniziale di neve fresca.

Come si vede il calcolo dell'assestamento riproduce, qualitativamente, le situazioni di confronto sia in termini di valore della funzione di assestamento che di periodo di tempo necessario.

In condizioni primaverili è stato considerato un manto nevoso composto da uno strato già assestato dello spessore di 1 m e densità pari a  $400\text{ kg/m}^3$  e da uno strato di neve fresca dello spessore di 1 m e densità pari a  $150\text{ kg/m}^3$ .

In Figura 10, sulla destra, sono mostrati i risultati ottenuti dalle simulazioni, effettuate per una durata di più giorni con le condizioni meteorologiche dell'11 aprile 2007 ripetute e confrontati con dati rilevati sul campo.

Come si nota, anche in questo caso, le modalità di assestamento calcolate sono

paragonabili a quelle reali. Rispetto al caso precedente l'assestamento si conclude con lo scioglimento completo del manto nevoso, in tempi dell'ordine di due settimane.

## CONCLUSIONI

L'uso del modello ha mostrato come sia possibile una simulazione adeguata del comportamento del manto nevoso, almeno in assenza di copertura nuvolosa. I limiti applicativi appaiono più legati alla possibilità di definire le condizioni al contorno, piuttosto che alla capacità di simulare i processi fisici coinvolti. Stabilite in modo adeguato le condizioni al contorno, il modello fornisce andamenti di temperatura sulla profondità del manto nevoso, modalità di assestamento e perdita di massa sufficientemente approssimati. L'aspetto forse più critico per la descrizione in continuo della evoluzione del manto nevoso appare la corretta descrizione delle varie componenti energetiche che raggiungono il manto nevoso dall'atmosfera. Altri parametri, ugualmente di difficile valutazione sul campo con strumentazioni automatiche, come per esempio la distribuzione della temperatura nel manto nevoso, appaiono meno critici se si è interessati alla evoluzione su periodi più lunghi di qualche giorno (per esempio nel caso di esecuzione di bilanci idrologici).

## RINGRAZIAMENTI

Un doveroso ringraziamento ai tecnici della Provincia di Trento, presso gli uffici di Trento e sul territorio, in particolare l'ing. Mauro Gaddo ed il sig. Cesarino Daldoss per la disponibilità mostrata nell'assistere il lavoro anche attraverso un fondamentale supporto durante la attività di campo.

## Equazioni

- $$1. \left| \frac{1}{\Delta z} \cdot \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \right|_{\text{met. distr.}} = -2.778 \cdot 10^{-6} \cdot c_3 \cdot c_4 \cdot e^{-0.04 \cdot (273.15 - T)}$$

$$c_3 = c_4 = 1 \text{ se } \gamma_l = 0 \text{ e } \gamma_l \leq 150 \text{ kg/m}^3$$

$$c_3 = e^{[-0.046 \cdot (\gamma_l - 150)]} \text{ se } \gamma_l > 150 \text{ kg/m}^3$$

$$c_4 = 2 \text{ se } \gamma_l > 0$$
- $$2. \left| \frac{1}{\Delta z} \cdot \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \right|_{\text{sovraccar.}} = -P_s / \eta$$

$$\eta = \eta_0 \cdot e^{c_5(273.15 - T)} \cdot e^{c_6 P_s}$$

$$\eta_0 = 3.6 \cdot 10^6 \text{ N} \cdot \text{s/m}^2$$

$$c_5 = 0.08 \text{ K}^{-1}$$

$$c_6 = 0.021 \text{ m}^3/\text{kg}$$
- $$3. \frac{\partial d}{\partial t} = \frac{g^2}{d} \cdot (\theta_l + 0.05) \text{ per } 0.00 < \theta_l < 0.09$$

$$\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{g^2}{d} \cdot (0.14) \text{ per } \theta_l \geq 0.09$$
- $$4. I_{\text{top}} = I_s \downarrow \cdot (1 - \alpha_{\text{top}}) + I_{\text{ir}} \downarrow - I_{\text{ir}} \uparrow + I_{\text{sen}} + I_{\text{lat}} + I_{\text{conv}}$$
- $$5. I_{\text{ir}} \uparrow = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4 + (1 - \epsilon) \cdot I_{\text{ir}} \downarrow$$
- $$6. I_{\text{ir, aria}} \downarrow = \epsilon_{\text{aria}} \cdot \sigma \cdot T_{\text{aria}}^4 = [0.70 + 5.95 \cdot 10^{-5} \cdot P_{v, \text{aria}} \cdot e^{\frac{1500}{T_{\text{aria}}}}] \cdot \sigma \cdot T_{\text{aria}}^4$$
- $$7. I_{\text{sen}} = (E_{H0} + E_H \cdot w) \cdot (T_{\text{aria}} - T_n)$$
- $$8. I_{\text{lat}} = (E_{E0} + E_E \cdot w) \cdot (P_{v, \text{aria}} - (P_{v, \text{sat}})_n)$$
- $$9. q_p = \rho_w + c_p \cdot (T_r - T_s) \cdot P_r$$
- $$10. h_i = c_i (T - 273,15)$$

$$h_l = c_l (T - 273,15) + L_{ij}$$

$$h_v = L_{vi}$$

$$h_d = c_d (T - 273,15)$$
- $$11. F = (H_s - H_{s0}) / H_{N0}$$

## Bibliografia

- [1] Jordan, Rachel (1991), A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover. Technical Documentation for SN-THERM.89 - Special Report 91-16. U.S.Army Corps of Engineers - Cold Regions Research & Engineering Laboratory, Hannover, New Hampshire, USA.
- [2] Tecilla, Giorgio (2007), L'indagine nazionale su neve e valanghe. Lo stato delle reti di monitoraggio e delle banche di dati nivometeorologici in Italia. Neve e Valanghe n°60-aprile 2007, pagg 12-35 AINEVA.
- [3] Sanfilippo Jacopo (A.A. 2001-2002), Distribuzione della neve al suolo in Provincia di Trento. Tesi di Laurea, Facoltà di Ingegneria, Università degli Studi di Trento.
- [4] Scotton P., Helfer U, 2004, Field analysis of some sensors for snow physical parameters measurement, 10° International Congress Interpraevent 2004, Riva del Garda (TN), May 24-27, Italy.
- [5] Shapiro, R., 1987, A simple model for the calculation of the flux of direct and diffuse solar radiation through the atmosphere. ST Systems Corporation, Lexington, Massachusetts, Scientific Report n. 35. Report AFGL-TR-87-0200.
- [6] Archivio dati Ufficio Previsione e Organizzazione della Provincia di Trento.
- [7] Singh, Pratap - Singh, Vijay, P., 2001, Snow and glacier hydrology, Kluwer Academic Publisher.