



**Alberto Bianchi,
Giuseppina Rossotti,
Chiara Sbaruffatti**

Politecnico di Milano Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale del Rilevamento e delle Infrastrutture

Illustrati brevemente le problematiche ed il fenomeno del trasporto eolico di neve, si effettua una disamina, dettagliata ed analitica, riguardante l'intero campo dei modelli fisici e matematici volti a quantificare la massa di neve trasportata in funzione dei fattori determinanti il trasporto, che si conclude con una messa a confronto dei modelli fra loro. In particolare vi è l'inedita applicazione a questo particolare tipo di trasporto solido della formula di Meyer-Peter e Muller. Una descrizione dei diversi strumenti di misura del trasporto eolico di neve introduce nella parte sostanziale della ricerca consistente nel tentativo di verifica delle formule e dei modelli suddetti con i dati rilevati in campo nei limitati siti di misura presenti in Italia ed avente per obiettivo la possibile identificazione di ulteriori relazioni fra la quantità di neve trasportata e accumulata e le grandezze fisiche che si ritiene influenzino il fenomeno, quali la velocità del vento, la temperatura, le caratteristiche in generale del manto nevoso ed i fattori geomorfologici. Il confronto mette in evidenza la discrepanza tra i dati raccolti ed i valori calcolati: i primi di alcuni ordini di grandezza più piccoli dei secondi. Sulla base dell'esame accurato delle caratteristiche funzionali degli apparecchi di misura, la suddetta discrepanza induce a pensare che la causa risieda più nelle misure in campo che nei modelli e sollecita l'esigenza di nuove misure più accurate e di nuove tecnologie di misura.

INTRODUZIONE

Il trasporto eolico della neve, o snowdrift, è responsabile della formazione di cornici sui crinali montuosi più affilati e d'accumuli instabili. I lastroni che si formano spesso nelle zone sottovento, nel caso di brusche variazioni del pendio, sono i responsabili della maggior parte dei danni e delle vittime da valanghe; il distacco di questi lastroni è caratterizzato dall'elevata velocità di propagazione delle fratture provocate dai sovraccarichi. E' stato stimato che circa l'80% degli incidenti da valanga sia dovuto alla rottura di lastroni di neve accumulata dal vento. Per sottolineare l'importanza del trasporto eolico sugli eventi valanghivi, sono state prese in considerazione le valanghe verificatesi nel sito valanghivo monitorato dei laghi di Cancano. Nelle stagioni invernali '98-'99 e '99-'00 (fino al 13 febbraio), si sono verificati 304 eventi valanghivi, 81 dei quali (27%) in giorni in cui, nella stazione di misura, è stato registrato trasporto di neve. Se si considerano anche i casi in cui, nel giorno stesso o nei quattro giorni precedenti l'evento valanghivo, è stata registrata una velocità del vento maggiore o uguale di 20 km/h che avrebbe potuto causare trasporto nelle zone di distacco pur in assenza di trasporto alla stazione di misura, il numero sale a 116. Quindi, in quest'ultima ipotesi la percentuale dei casi in cui il trasporto eolico è causa o concausa d'eventi valanghivi in questo campione è del 45%.

Il trasporto della neve per effetto del vento può essere ricondotto a tre fondamentali tipi di movimento, dalla combinazione dei quali scaturisce il trasporto totale:

- il rotolamento sulla superficie, che comporta il movimento per reptazione delle particelle di neve asciutta sulla superficie;
- la saltazione, dovuta all'azione della forza eolica ed allo scambio di quantità di moto tra le particelle in movimento e quelle che costituiscono lo strato superficiale della neve;
- la sospensione, che può interessare ampi spazi e notevoli fasce atmosferiche ed è causato da vortici turbolenti.

Il meccanismo che contribuisce maggiormente allo snowdrift, in percentuali che variano dal 70% al 90%, è la saltazione, che si verifica principalmente nei primi 10-20 cm dalla superficie del manto nevoso e per particelle di neve con diametro medio variabile tra 0,05÷0,5 mm.

LEGENDA E SIMBOLI

Dove non altrimenti specificato, la simbologia utilizzata rispetta la seguente codifica:

c	(-)	coefficiente	u_*	(m/s)	velocità di attrito
d, d_p	(m)	diametro delle particelle di neve	W_f	(m/s)	velocità di caduta della neve
g	(m/s ²)	accelerazione di gravità = 9,81	z	(m)	altezza dalla superficie del manto nevoso
k	(-)	costante	z_0	(m)	scabrezza assoluta della superficie nevosa
M_z	(m/s)	velocità del vento all'altezza z	K	(-)	costante di Von Karman
Q	(kg/(m s))	quantità di neve trasportata	ρ_a	(kg/m ³)	densità dell'aria = 0,98
q_s	(m ³ /m s)	portata volumica per unità di larghezza	ρ_s	(kg/m ³)	densità della neve
\bar{U}	(m/s)	velocità del vento	Φ	(-)	numero adimensionale
U_p	(m/s)	componente della velocità della particella nella direzione principale del flusso	ϕ	(-)	parametro adimensionale di stabilità di Shields
u	(m/s)	componente cartesiana orizzontale della velocità del vento	$()_{th}$		valore di soglia

FORMULE E MODELLI

Numerose sono le formule, soprattutto empiriche, che cercano di descrivere e quantificare il trasporto eolico di neve nello strato in saltazione.

Aicune dipendono dalla velocità del vento misurata e sottolineano l'importanza del grado di saturazione; infatti, lo snowdrift aumenta fino a raggiungere uno stato di saturazione, che dipende dalla velocità del vento e dalle proprietà della neve. La quantità di neve trasportata aumenta bruscamente dal punto iniziale dello snowdrift fino ad una distanza di 150+200 m, oltre la quale continua con una crescita più regolare sino ad una distanza di oltre 300 m, dove raggiunge l'equilibrio.

Takeuchi [1980] ha proposto due formule che valutano la quantità di neve trasportata a saturazione, distinguendo fra il caso di neve vecchia e dura (old firm snow), per cui vale:

$$Q = 2 \cdot 10^{-4} M_1^{2.7}$$

ed il caso di neve asciutta e compattata (settled dry snow), per cui vale:

$$Q = 2.9 \cdot 10^{-6} M_1^{4.16}$$

La formula empirica proposta da Radok [1997] stima lo snowdrift su un fetch di 300 m come:

$$Q_{300} = 1 \cdot 10^{-3} 10^{(1.18+0.089 M_1)}$$

Per velocità del vento M_1 , comprese in un campo di 5÷12 m/s, Kobayashi [1972] propone la formula:

$$Q = 3 \cdot 10^{-5} M_1^3$$

Kobayashi, al contrario di Takeuchi, stima che il 90% della saturazione nel trasporto si raggiunga con un fetch di 30÷60 m. Infine, sfruttando le esperienze effettuate in galleria del vento, Nishimura [1998] propone:

$$Q = 4.2 \cdot 10^{-1} u_*^3$$

Altre formule considerano l'esistenza di una velocità di soglia che determina l'incipiente movimento delle particelle.

R. A. Schmidt [1986] ha stabilito l'espressione:

$$Q = \frac{k\rho_a}{g} (u_* - u_{*th})(u_*^2 - u_{*th}^2)$$

dove:

$$u_{*th} = kM_{0.25} / \ln(0.25/z_0)$$

è la velocità d'attrito di soglia,

$$M_{0.25} = M_{0.25} - (\bar{d}_{p0.25}/100)^4 - 4$$

è la velocità del vento critica a 0.25 m dal suolo,

$$\bar{d}_{p0.25}$$

è il diametro medio della particella, solitamente pari a 0.01 m,

$$k = 0.45 \div 31.37$$

K = costante di Von Karman = 0.41.

Anche Dionine vaglia l'importanza della velocità di soglia proponendo

$$Q = 3.4 \cdot 10^{-4} (M_{0.2} - M_{0.2}^3)$$

con $M_{0.2} = 0.3$ m/s.

Questa formula, valida per la saltazione, può essere adattata alla diffusione turbolenta variando l'esponente da 3 a 5÷6. Secondo Pomeroy, la quantità di neve trasportata nello strato di saltazione è pari a:

$$Q_{salt} = k \frac{\rho_a}{g} u_{*th} (u_*^2 - u_{*th}^2)$$

in cui k è una costante pari a 0,7 e u_{*th} è la velocità di soglia variabile in un campo tra 0,15 e 0,35 m/s. Liston, in collaborazione con Brown [1993], propone lo studio di un flusso bidimensionale in condizioni d'equilibrio; trascurando il trasporto per sospensione, il loro modello

considera essenzialmente il fenomeno della saltazione, per il quale propone la seguente formula empirica:

$$Q_{salt} = \frac{0.68\rho_a}{g} \left[\frac{u_{*th}}{u_*} \right] (u_*^2 - u_{*th}^2)$$

Uematsu [1989] ha utilizzato un calcolo agli elementi finiti per quantificare lo snowdrift nello strato di saltazione:

$$Q_{salt} = \frac{k\rho_a W_f}{u_{*th} g} u_*^2 (u_* - u_{*th})$$

dove:

$$k = 2.1$$

$$u_{*th} = 0.15 \text{ m/s e}$$

$$W_f = 0.7 \text{ m/s.}$$

Un secondo modello di Liston [1993], che prende spunto dalle considerazioni di Uematsu ed altri, si basa sull'integrazione bidimensionale delle equazioni di Navier-Stokes e sulla teoria della turbolenza proposta da Chen e Wood [1985].

L'espressione del flusso totale in saltazione per unità di larghezza è la seguente:

$$Q_{salt}(x) = C \frac{\rho_a U_p}{g u_{*th}} u_*(x)(u_*(x) - u_{*th})$$

dove C è un coefficiente moltiplicativo.

Liston considera implicitamente che l'entità del trasporto reagisca istantaneamente alle variazioni della velocità di attrito, trascurando l'inerzia della neve al momento dell'erosione e del deposito.

Negli ultimi anni, poi, sono stati sviluppati alcuni codici di calcolo (FLOW3D e SNOWTRAN3D) che, sfruttando le potenzialità dei sistemi informativi-geografici GIS, consentono di digitalizzare l'area in esame e restituiscono la quantità di neve erosa e depositata su ogni cella in cui è diviso il dominio. Naturalmente tali programmi necessitano di svariati dati in ingresso, che non sempre sono registrati dalle normali stazioni di rilevamento.

STRUMENTI DI MISURA DELLO SNOWDRIFT

I programmi di previsione delle valanghe, come il sistema Avalog (1990), richiedono tra i dati in ingresso una descrizione dello snowdrift; inizialmente si trattava di una descrizione qualitativa (ovvero l'operatore stabiliva se il trasporto era stato scarso, moderato o abbondante), ma poiché ciò peccava di eccessiva soggettività, si è cercato di realizzare una valutazione più obiettiva del trasporto.

Inoltre, anche il dimensionamento delle barriere da vento richiede la conoscenza della quantità di neve trasportata.

Considerando che lo snowdrift non dipende esclusivamente dalla velocità del vento, ma anche dalle caratteristiche intrinseche della neve (peraltro difficili da valutare), dagli anni '70, ad una stima piuttosto incerta basata esclusivamente sulla velocità del vento, si è preferita una misura diretta dello snowdrift. Da qui la realizzazione di alcuni strumenti meccanici di misura per pesata: oltre ai fusi ed alle scatole prismatiche, ormai in disuso, si sono diffuse le snow-traps ed il più recente rilevatore multidirezionale, chiamato driftometro (vedi foto a lato).

Quest'ultimo, di costo contenuto, consente una stima della quantità di neve trasportata, detta indice di snowdrift, a 50 cm dalla superficie del manto nevoso (altezza alla quale sono poste le bocche d'ingresso dei sacchetti di raccolta della neve, solitamente in numero di otto e sistemate a corona attorno all'asta di sostegno); le rilevazioni sono manuali e giornaliere e ciò costituisce un limite alle potenzialità del driftometro che non può, infatti, essere collocato in luoghi di difficile accesso.

L'indice di snowdrift, misurato dal driftometro, espresso in grammi e relativo al sacchetto contenente la maggiore quantità di neve, costituisce un dato d'ingresso del programma di previsione del rischio di valanghe NXLOG.



STAZIONI DI RILEVAMENTO ED ANALISI DEI DATI STRUMENTALI

Le stazioni di rilevamento nivometeorologiche in territorio italiano nelle quali è installato un driftometro sono quattro: Cancano, Livigno, Monte Palon e Tonale.

In località Cancano, in alta Valtellina (SO), AEM S.p.A. ha in essere un cantiere per la costruzione del nuovo canale di gronda che raccoglie le acque della Val Viola e le convoglia nel Lago di Cancano.

Poiché nella stagione invernale il rischio di valanga sul cantiere è elevato, viene effettuato un controllo con l'ausilio del programma Nivolog che stima la stabilità del manto nevoso a partire dalle condizioni geomorfologiche e nivo-meteorologiche rilevate in situ, assumendo l'ipotesi che medesime cause producono medesimi effetti.

I dati a disposizione si riferiscono alle stagioni invernali '98-'99, '99-'00 e '00-'01.

Nel comprensorio sciistico del Mottolino-Livigno (SO), a quota 2300 m, è stato recentemente installato un driftometro.

I dati rilevati coprono un esiguo arco di tempo, che va dalla metà di dicembre 2000, sino alla fine di aprile 2001.

Poiché la Legge provinciale n° 7 del 21 aprile 1987 ha introdotto la possibilità per i concessionari degli impianti a fune e delle piste da sci della provincia di Trento di gestire il pericolo di valanghe, sono state attivate nuove procedure per il controllo dei siti valanghivi e, nello specifico, del versante nordoccidentale del Monte Palon.

Il Monte Palon è compreso nella più vasta catena montuosa Stivo-Bondone (TN).

La stazione nivometeorologica di rilevamento automatico, consultabile tramite chiamata telefonica, è posta sul crinale del Cornetto del Mugon, mentre il driftometro è situato a metà della seggiovia Palon; sempre sul Mugon è allestito un campo per prove penetrometriche e stratigrafiche del manto.

La raccolta dati si riferisce alle stagioni invernali '97-'98, '98-'99, '99-'00 e '00-'01.

Anche al Passo del Tonale, in presenza di episodi valanghivi sempre più frequenti soprattutto nel bacino del ghiacciaio Presena, è stato installato un driftometro per consentire di sperimentare l'applicazione del modello NXLOG a scopo preventivo.

I dati di snowdrift a disposizione si riferiscono alle stagioni invernali '97-'98 e '98-'99.

I grafici delle [figure 1 e 2](#) consentono un confronto tra le formule ed i dati strumentali rilevati alla stazione di Cancano, scelta per completezza e numerosità del campione, ma rappresentativa di tutte le altre stazioni.

La velocità del vento M1 ad 1 m di altezza dalla superficie, da introdurre nelle formule, è stata ricavata partendo dal dato di velocità del vento misurato dagli anemometri a 10 m dal suolo ed ipotizzando un profilo verticale delle velocità del vento di tipo logaritmico:

$$\bar{U}(z) = 5.75U_0 \cdot \log\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

dove $z_0 = 0,001$ m è la rugosità superficiale o scabrezza assoluta.

L'entità del trasporto è stata ricavata partendo dal dato strumentale in grammi e tenendo conto che il diametro effettivo della bocca del driftometro misura 4,2 cm.

E' immediato constatare il pesante divario esistente fra i valori teorici e le misure strumentali; queste ultime, infatti, sottostimano, e di gran lunga, i valori calcolati attraverso le formule. Le formule cui più si avvicinano ai dati strumentali sono quelle di Liston e Brown e di Pomeroy, che tuttavia forniscono valori di un ordine di grandezza maggiore dei dati strumentali.

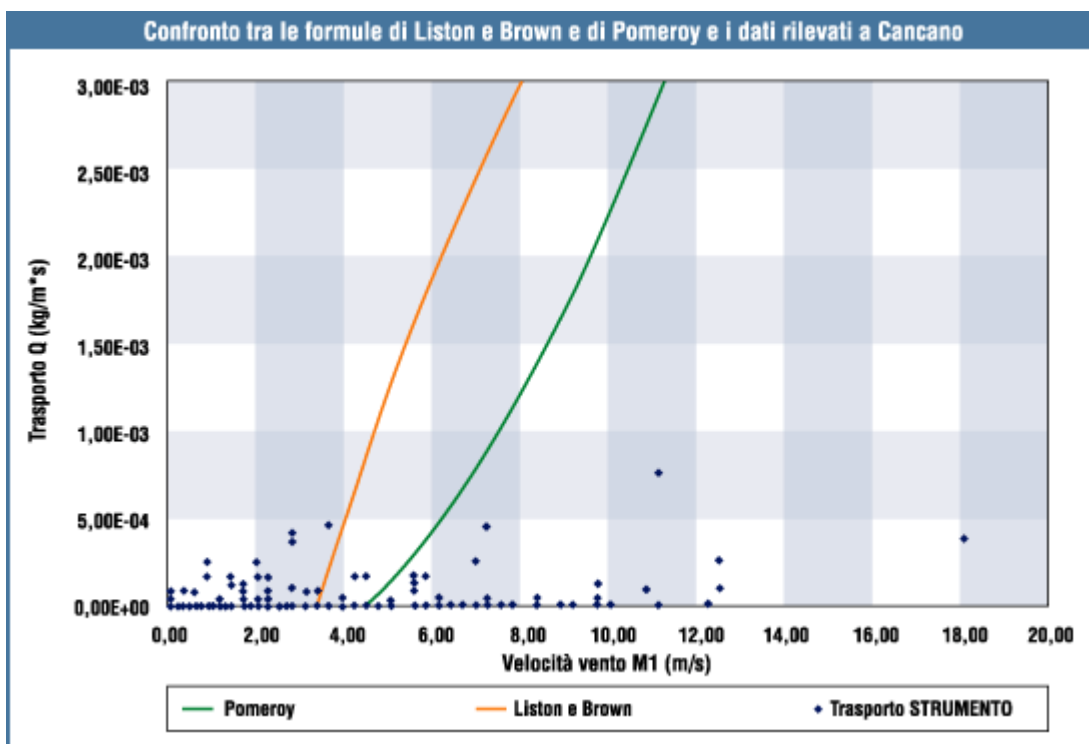
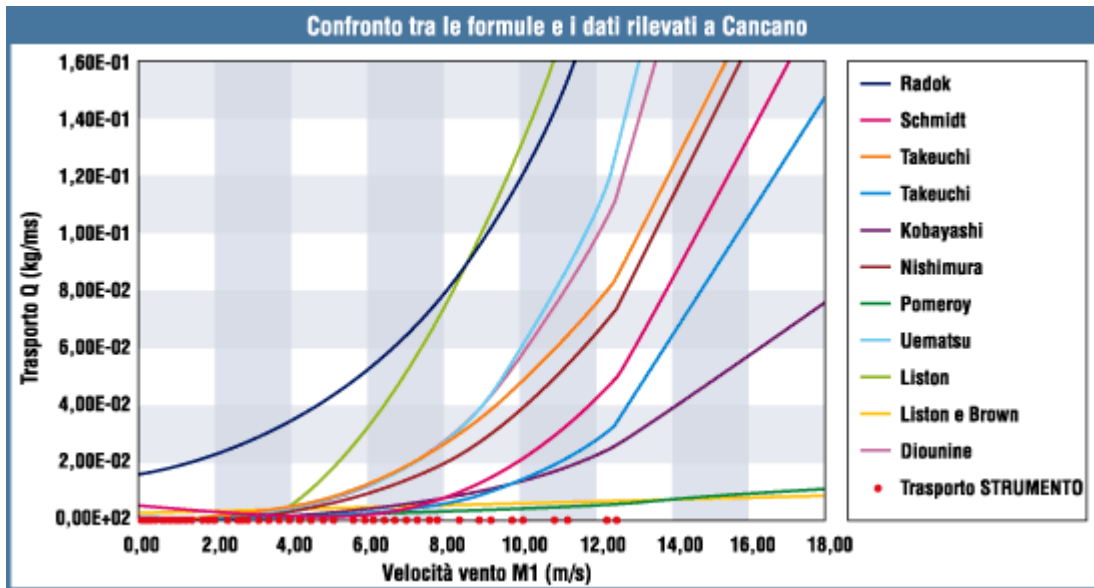
I dati strumentali, inoltre, non delineano un andamento definito né sembrano evidenziare l'esistenza di una velocità critica di soglia.

Si precisa che alcune tra le formule che sovrastimano maggiormente i dati strumentali, come ad esempio quella di Radok, prevedono che il trasporto sia a saturazione; molti autori sottolineano, però, che, soprattutto in aree a topografia accidentata, il livello di saturazione non viene quasi mai raggiunto.

A ciò si aggiunge il limite rappresentato dalla scarsità dei dati a disposizione (solo qualche centinaio in una stagione invernale) e dai rilievi effettuati in

maniera non continua (rilevi giornalieri).

Si deve infine precisare che talvolta lo strumento è stato posizionato in luoghi poco adatti allo scopo per mancanza di un'attenta analisi preliminare della topografia della zona e dei venti presenti.



APPLICAZIONE DELLA FORMULA DI MEYER-PETER E MULLER

Avendo osservato che le formule fin qui utilizzate non considerano esplicitamente le caratteristiche intrinseche della neve, quali ad esempio la sua densità, si è applicata al fenomeno della saltazione della neve la formula di Meyer-Peter e Muller, solitamente utilizzata per la stima del trasporto di fondo negli alvei fluviali.

Considerando il parametro di stabilità di Shields,

$$\phi = \frac{\rho_a u_*^2}{(\rho_s - \rho_a) g d}$$

ed introducendo il numero adimensionale,

$$\Phi = \frac{q_s}{\sqrt{d^3 g \Delta}}$$

chiamato parametro di trasporto, dove

$$\Delta = \frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a}$$

e q_s è la portata solida volumetrica per unità di larghezza, Meyer-Peter e Muller formulano l'equazione:

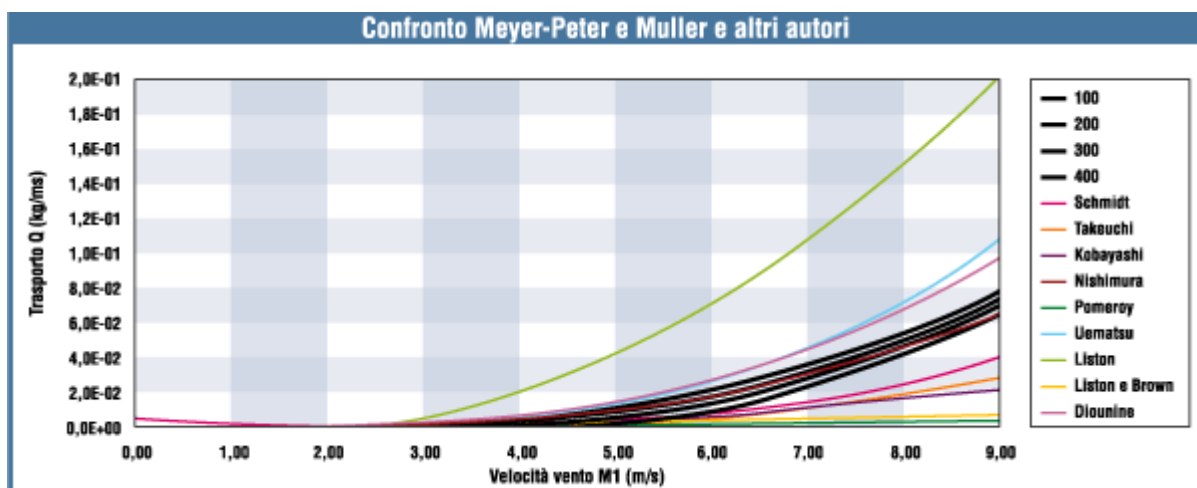
$$\Phi = 13.3 (\phi - \phi_{cr})^{1.5}$$

Infine la portata solida in massa per unità di larghezza è:

$$Q = q_s (\rho_s - \rho_a) (1 - n)$$

dove n rappresenta la porosità che, nella neve, può raggiungere valori elevati data l'estesa presenza di vuoti. Nella presente applicazione si è assunto $n=0.6$, ma sarebbe raccomandabile una misura diretta della porosità o una sua stima basata sull'analisi della forma dei cristalli e dei dendriti che formano i diversi legami. Ponendosi il problema della stima del valore critico del parametro di Shields ϕ_{cr} , si è inizialmente ipotizzato $\phi_{cr}=0.05$, valore utilizzato per lo studio del trasporto solido negli alvei fluviali. Il diametro medio delle particelle in saltazione è stato valutato pari a 0,2 mm [Gauer, 2000]. Il grafico riportato in [figura 3](#) mostra le curve ottenute dall'applicazione della formula, associate a quattro valori di densità della neve

($\rho = 100, 200, 300, 400$ kg/m³). Poiché anche tali curve si collocano nel campo dei valori forniti dalle altre formule (Nishimura, Schmidt, Diouline ecc.), anch'esse sovrastimano le misure strumentali.



EFFETTO DELLA COESIONE

E' pur vero che la formula di Meyer-Peter e Muller si rivolge al trasporto di fondo in alvei non coesivi, mentre la neve è dotata di coesione che può influenzare, anche pesantemente, lo snowdrift. Si è introdotto, quindi, un coefficiente di correzione, in particolare un coefficiente moltiplicativo, valutato in prima analisi pari a 0,6, ovvero stimando che la coesione provochi una diminuzione del trasporto pari al 40%, ma anche in questo caso le valutazioni teoriche sovrastimano i dati strumentali. Bisogna precisare che le esperienze di Oura hanno mostrato che l'effetto della coesione diventa trascurabile per temperature inferiori ai 7°C, campo in cui la neve si comporta come sabbia secca, ma, se prima che la temperatura scenda sotto i 7°C, si verificasse un periodo con temperatura positiva, si determinerebbe una coesione per rigelo, che renderebbe impossibile la mobilitazione della neve. Sarebbe dunque necessario conoscere l'evoluzione storica della particella di neve e del manto nevoso per meglio individuare l'effetto della coesione sul trasporto.

EFFETTO DELLE FORME DI SUPERFICIE DELLA NEVE

Per considerare gli effetti delle eventuali forme di superficie del manto nevoso (sastrugi, penitenti, solchi ecc.), che possono condizionare il trasporto della neve, è stata applicata l'equazione di Engelund, anch'essa propria dell'idraulica fluviale, che ha determinato una diminuzione dello snowdrift di circa un ordine di grandezza, avvicinando maggiormente i valori della formula ai dati misurati dal driftometro.

EFFETTO DELLA DENSITA' DELLA NEVE

Per valutare l'importanza della densità, gli episodi di trasporto relativi a tutte le stazioni di rilevamento sono stati suddivisi in cinque classi di densità ([figura 4](#)):

- $\rho < 100$ kg/m³

- $100 \text{ kg/m}^3 < \rho < 200 \text{ kg/m}^3$
- $200 \text{ kg/m}^3 < \rho < 300 \text{ kg/m}^3$
- $300 \text{ kg/m}^3 < \rho < 400 \text{ kg/m}^3$
- $400 \text{ kg/m}^3 < \rho < 500 \text{ kg/m}^3$.

Si rileva che la maggioranza degli eventi di trasporto si verifica per neve con densità inferiore ai 200 kg/m^3 ; in particolare la percentuale degli episodi di snowdrift per neve con densità minore di 200 kg/m^3 rispetto al totale degli eventi di trasporto è pari a:

- 79,2 % a Cancano
- 62,7 % al Tonale
- 50% al Monte Bondone (dati poco significativi)
- 97,5% al Mottolino-Livigno

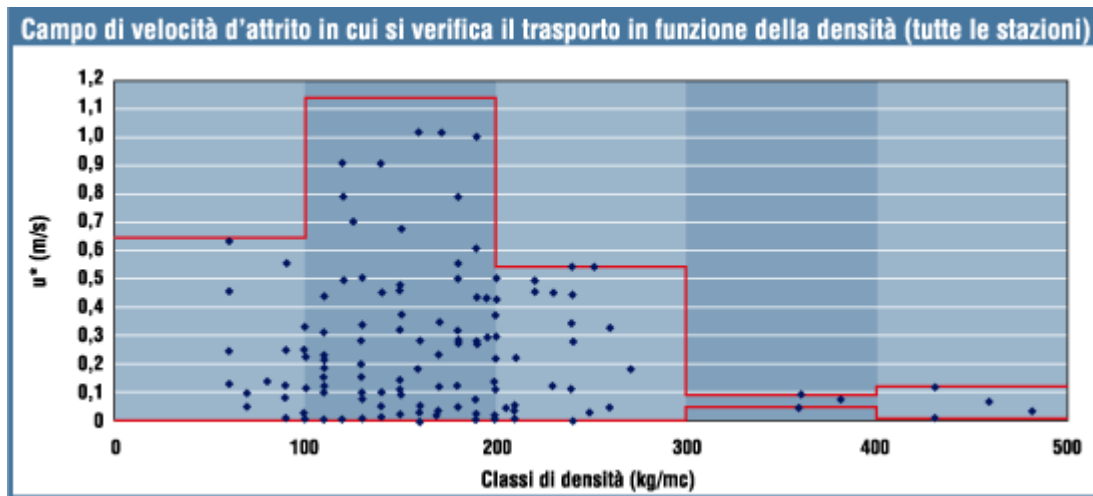
In tale intervallo di densità, inoltre, lo snowdrift raggiunge i valori più elevati ($10\text{-}4 \text{ kg}/(\text{m s})$).

Analizzando il grafico si possono inoltre individuare i campi di velocità d'attrito interessati dagli eventi di trasporto in base alle classi di densità:

- per $0 < \rho < 100$ $0 < u^* < 0.64 \text{ m/s}$
- per $100 < \rho < 200$ $0 < u^* < 1.14 \text{ m/s}$
- per $200 < \rho < 300$ $0 < u^* < 0.54 \text{ m/s}$
- per $300 < \rho < 400$ $0,05 < u^* < 0.09 \text{ m/s}$
- per $400 < \rho < 500$ $0,01 < u^* < 0.12 \text{ m/s}$

Come si può notare, l'intervallo di velocità d'attrito associato al trasporto è abbastanza ampio (da valori pressoché nulli a circa 1 m/s , nel caso di densità comprese fra 100 e 200 kg/m^3). La variazione dell'ampiezza del campo di velocità d'attrito testimonia che la densità della neve non è un parametro trascurabile nei fenomeni di trasporto.

In particolare è stato registrato lo snowdrift anche per velocità minori di $0,15 \text{ m/s}$ (valore di soglia suggerito in letteratura) ed addirittura per velocità nulle; ciò però è facilmente spiegato considerando che la misura della velocità del vento è un dato istantaneo corrispondente al valore che essa assume al momento della rilevazione, mentre l'indice di trasporto misura la neve accumulata nelle 24 ore precedenti lo svuotamento dei sacchetti, periodo in cui possono essersi verificati venti forti, effettivi responsabili del trasporto. Si deve poi precisare che le misure di densità disponibili riguardano la neve già depositata, che può aver subito processi di metamorfismo e non essere quindi rappresentativa della neve appena caduta e soggetta al trasporto eolico. Infine, anche in questo caso, i valori di velocità d'attrito sono stati ricavati ipotizzando un profilo logaritmico del vento partendo da un unico valore di velocità, misurata dagli anemometri a 10 m d'altezza; sarebbe necessario verificare la validità di tale profilo, soprattutto in presenza d'eventuali forme di fondo.



CURVE LIMITE

Considerando la totalità dei dati strumentali raccolti dai driftometri situati nelle varie stazioni, si è cercata una funzione matematica che costituisca una sorta di limite superiore dello snowdrift (figura 5). La curva limite max 1, proposta nel '99 [Rossotti, 1999] e successivamente modificata, si compone di due rami:

- per velocità del vento minori di 10 km/h il trasporto massimo può essere definito dalla funzione:

$$Q_{\max} = -0.83 V^2 + 18.18 V$$

- per velocità maggiori di 10 km/h si può invece adottare la relazione lineare:

$$Q_{\max} = -2.91 V + 70.43$$

Utilizzando anche i dati raccolti nelle stagioni invernali '99-'00 e '00-'01, sono state ricercate altre curve limite che meglio si adattano alla distribuzione delle registrazioni strumentali:

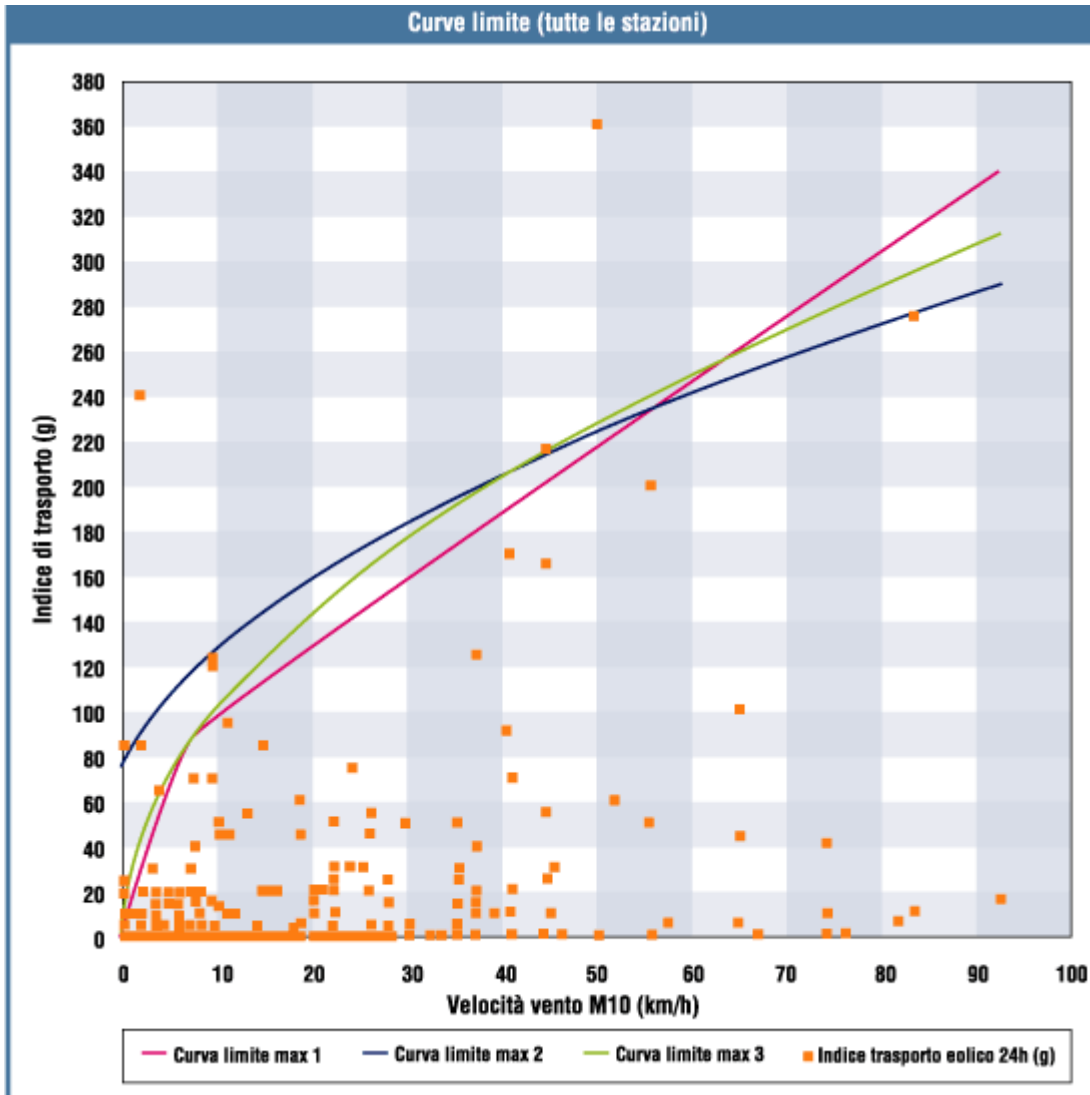
- curva limite max 2:

$$1.52 \cdot 10^{-3} Q^2 - 1.17 \cdot 10^{-1} Q - V = 0$$

- curva limite max 3:

$$Q = \sqrt{\frac{V}{9.6 * 10^{-4}}}$$

Ciò non toglie che alcune misurazioni, probabilmente affette da errori grossolani, esulino dall'andamento generale.



OSSERVAZIONI SUL FUNZIONAMENTO DEL DRIFTOMETRO

Benché il driftometro abbia indiscutibili pregi, la pratica e l'utilizzo di questo strumento, nonché il confronto con le formule che devono ritenersi sostanzialmente corrette, ne hanno messo in luce alcuni limiti operativi:

- innanzi tutto, in funzione della durata dello snowdrift, la capacità dei contenitori può rivelarsi insufficiente, costringendo a continui svuotamenti;
- i filtri per la separazione aria-neve sono soggetti a frequenti occlusioni, generate dalla variazione d'umidità e dalla formazione di ghiaccio sugli stessi; tali inconvenienti obbligano ad un grande sforzo il personale incaricato del rilievo dei dati, spesso in condizioni climatiche inclementi;
- il driftometro, inoltre, fornisce la misura media o cumulata e non istantanea del trasporto;
- il driftometro è solitamente installato in modo tale che le bocche d'ingresso si trovino ad un'altezza di circa 50 cm dalla superficie del manto nevoso; perciò lo strumento non riesce a misurare il trasporto di neve nei primi 10 cm dal manto nevoso, ovvero nello strato di saltazione dove lo snowdrift è più accentuato.
- si può ritenere, infine, che la forma stessa dello strumento impedisca un'adeguata rilevazione del trasporto: nonostante gli studi effettuati sulla caduta di pressione all'interno del sacchetto di raccolta della neve, la forma della bocca d'ingresso e del tubo d'immissione ed il particolare tessuto del sacchetto, poco permeabile, potrebbero creare un blocco all'ingresso; infatti, non appena il sacchetto si riempie della miscela aria-neve, l'aria intrappolata nel contenitore offre una barriera all'entrata di nuova aria, deviando all'esterno delle bocche le traiettorie del vento in ingresso. Per tutti questi motivi si deve concludere che il driftometro, coerentemente con gli scopi di progetto, è in grado di fornire una stima di massima del trasporto, ma non sembra idoneo per una misura precisa del trasporto eolico della neve.

MISURAZIONI CON SENSORE ACUSTICO

In considerazione degli inconvenienti sopra esposti, sono stati analizzati anche i dati strumentali registrati dal sensore acustico FlowCapt, installato in via sperimentale nel sito del Presena durante la stagione invernale '99-'00. Tale strumento, attualmente unico in Italia (un altro esemplare dovrebbe essere installato nella stagione 2002-2003 presso la stazione di Livigno), basa il proprio funzionamento sulla pressione acustica, generata dall'impatto del vento e delle particelle nevose trasportate, su un tubo metallico; appositi sensori rilevano l'intensità di tale segnale, restituendo un segnale in uscita proporzionale al flusso di massa delle particelle.

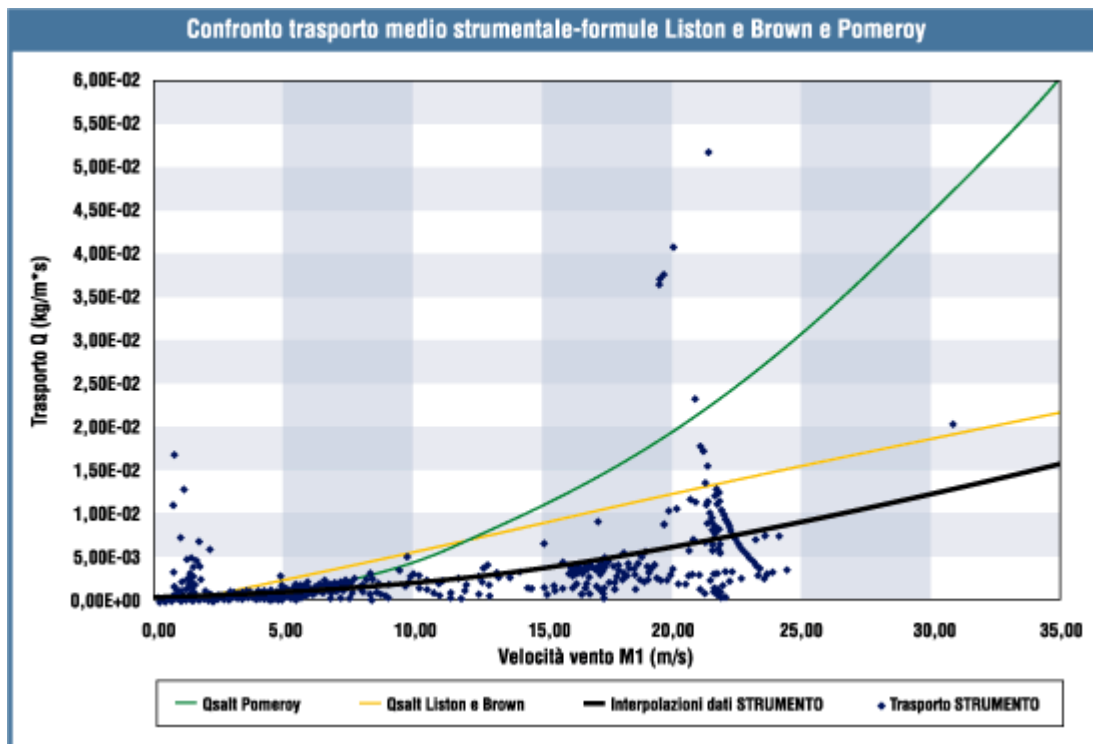
Il FlowCapt consente un rilievo automatico ed orario delle velocità del vento (massima, media ed istantanea) e dello snowdrift (massimo, medio ed istantaneo). Lo strato indagato va dalla superficie del manto nevoso, sino all'altezza totale dello strumento (solitamente 1 m), consentendo di misurare il trasporto in saltazione nei primi centimetri dalla superficie. Nonostante tali vantaggi, sono già stati rilevati alcuni problemi legati alla forma delle particelle di neve: infatti, a parità di massa, le particelle più larghe colpiscono in più punti lo strumento, provocando un suono d'impatto più lungo rispetto alle particelle tondeggianti [Michaux, 2000]. Si sono riscontrati, inoltre, una certa sordità dello strumento per neve a bassa densità ($\rho < 100 \text{ kg/m}^3$) e temperature rigide ($T < -8^\circ \text{C}$) [Dorigatti, 2001] e problemi legati alla taratura dei sensori. L'elaborazione dei dati registrati ha in ogni caso messo in evidenza che tale strumento consente misurazioni più verosimili di quelle effettuate con il driftometro. I dati possono essere interpolati con una linea polinomiale, passante per l'origine, di equazione:

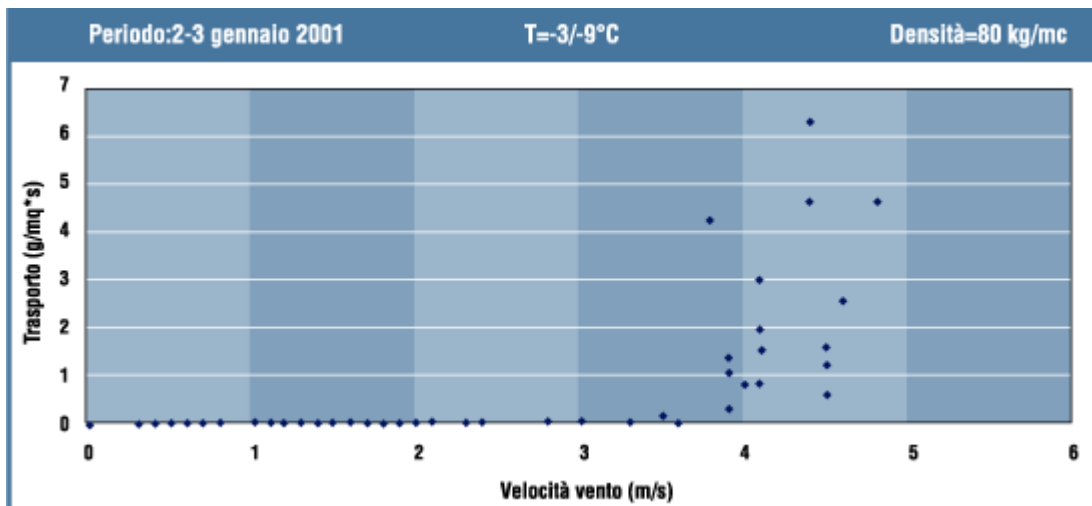
$$y = 0.00001x^2 + 0.00008x$$

$$[R^2 = 0.37]$$

e, per velocità del vento medie di 10-20 m/s, si collocano su ordini di grandezza di $10^{-3} + 10^{-2} \text{ kg/(m}\cdot\text{s)}$, avvicinandosi alle formule di Liston & Brown e Pomeroy (figura 6). Purtroppo non è stato possibile un confronto diretto tra le misurazioni del driftometro e quelle del FlowCapt poiché i due strumenti erano posizionati in siti diversi. Un'esperienza condotta per conto dell'Università di Trento [Dorigatti, 2001] ha verificato l'esistenza di una velocità critica d'incipiente movimento, variabile in funzione della densità della neve e della temperatura.

Dal grafico di figura 7, adottando un profilo logaritmico del vento, si ricava una velocità d'attrito critica pari a 0,15 m/s per densità della neve di 80 kg/m³. Un'analoga esperienza ha fornito una velocità d'attrito critica pari a 0,10 m/s per densità di 75 kg/m³. Tali valori si collocano nel campo già individuato da altri autori.





CONCLUSIONI

Dalle analisi compiute sulle ancora scarse serie storiche di dati di trasporto eolico, relative al versante italiano della catena alpina, oltre alla conferma della complessità dei legami esistenti tra il fenomeno dello snowdrift ed altre grandezze quali la velocità del vento, la precipitazione solida, la sua densità, la durezza e le altre caratteristiche del manto nevoso e, presumibilmente, dell'aria, si è evidenziata da un lato l'importanza di disporre non solo di misure periodiche (in generale giornaliere), ma anche di misure in continuo sia del trasporto eolico sia delle altre grandezze da cui esso dipende, dall'altro la necessità di un perfezionamento del FlowCapt, l'unico apparecchio in grado d'effettuare tale rilevamento in continuo, ma i cui dati, allo stato attuale, sono ancora inadeguati alle esigenze scientifiche. Un aspetto della futura ricerca in questo campo è quindi la realizzazione d'apparecchiature, più precise ed efficienti, che possano effettuare il rilievo in continuo dell'indice di trasporto e delle grandezze ad esso legate, anche per precisare le eventuali carenze o i limiti della strumentazione attuale, in particolare del driftometro.

BIBLIOGRAFIA

- ANENA: Evaluation quantitative du snowdrift pour la prevision local des avalanches. Neige et avalanches 69, 1995
- G. Becciu, A. Paoletti: Alvei fluviali e canali erodibili, cap. 2 di Esercitazioni di costruzioni idrauliche, Edizioni CUSL, 1999
- R. Bolognesi : The driftometer, International snow-science, ISSW, 1996
- A. Brath, U. Maione: La sistemazione dei corsi d'acqua montani, 1998
- T. Castelle, J. A. Hertig, J. M. Fallot: Protection des routes alpines contre les congres. Ecole polytechnique federale de Lausanne, 1991
- V. Chritin, R. Bolognesi, H. Gubler: FlowCapt: A new acoustic sensor to measure snowdrift and wind velocity for avalanche forecasting, Annals of glaciology, 1998
- V. Chritin, M. Rossi, R. Bolognesi: Acoustic detection system for operational avalanche forecasting, International snow-sciences ISSW, 1996
- R. Cresta: La neve e le valanghe, 1993
- M. Dorigatti: Snowdrift e valutazione di campo della stabilità del manto nevoso, Tesi di laurea dell'Università degli Studi di Trento, 2001
- D. Font, M. Mases, J. M. Vilaplana: Experimental mass flux measurements: a comparison of different gauges with estimated theoretical data, Annals of glaciology 26, 1998
- D. Font, F. Naaim-Bouvet, M. Roussel: Drifting snow acoustic detector: experimental tests in La Molina, Spanish Pyrenees, Annals of Glaciology 26, 1998
- E. M. Greene, G. E. Liston, R. A. Pielke Sr.: Simulation of above treeline snowdrift formation using a numerical snow-transport model, Cold regions science and technology 30, 1999
- P. Gauer: Blowing and drifting snow in alpine terrain: a physically-based numerical model and related field measurements, Davos, 1999/2000
- C. Jeadicke: Acoustic snowdrift measurements: experiences from the FlowCapt instrument, Cold regions science and technology 32, 2001
- Kobayashi: Studies of snow transport in low-level drifting snow, 1972
- G.E. Liston, R.L. Brown: Boundary-layer glaciology, 18, 1993

- M. Mases, L. Buisson, W. Frey, G. Marti: Empirical model for snowdrift distribution in avalanche-starting zones, *Annals of glaciology* 26, 1998
- R. Meister: Influence of strong winds on snowdrift distribution and avalanche activity, *Annals of glaciology* 13, 1989 • Naaim-Brugnot: Transport de la neige par le vent, *Nivologie Cemagref*, 1992
- F. Naaim-Bouvet, M. Naaim: Snowdrift modelling in a wind tunnel: vertical and horizontal variation of the snow flux, *Annals of glaciology* 26, 1998
- M. Naaim, F. Naaim-Bouvet, H. Martinez: Numerical simulation of drifting snow: erosion and deposition models, *Annals of glaciology* 26, 1998
- K. Nishimura, K. Sugiura, M. Nemoto, N. Maeno: Measurements and numerical simulations of snow-particle saltation, *Annals of glaciology* 26, 1998
- Per-Arne Sundsbø: Drift-flux modelling and numerical simulation of snow accumulation, *International snow-science*, 1996
- R. S. Purves, J. S. Barton, W. A. Mackaness, D. E. Sugden: The development of a rule-based spatial model of wind transport and deposition of snow, *Annals of glaciology* 26, 1998
- G. Rossotti: Le valanghe ed il problema del trasporto eolico della neve. Tesina di laurea del Politecnico di Milano, 1999
- U. Radok: Snow drift, *Journal of Glaciology* 19, 1997
- C. Sbarufatti: Modelli e misure del trasporto eolico di neve. Tesi di Laurea del Politecnico di Milano, 2001
- R. A. Schmidt: Transport rate of drifting snow, *Boundary layer meteorology* 34, 1986
- M. Takeuchi: Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport, *Annals of glaciology* 26, 1980 T. Uematsu: Numerical simulation of snowdrift development, *Annals of glaciology* 13, 1989