

# un modello di erosione del suolo da valanga

**Gabriele Confortola,  
Daniele Bocchiola**

Dipartimento DIIAR, Politecnico di Milano,  
Piazza Leonardo Da Vinci 32, 20133 Milano  
daniele.bocchiola@polimi.it

**Margherita Maggioni,  
Michele Freppaz**

Università degli Studi di Torino, Di.Va.P.R.A.,  
Chimica Agraria e Pedologia - Laboratorio  
Neve e Suoli Alpini e NatRisk,  
via L. Da Vinci 44, 10095 Grugliasco (TO)

Le valanghe di neve influenzano la dinamica dei terreni alpini. Le valanghe esercitano una considerevole azione erosiva che porta alla frattura del suolo e alla rimozione dei sedimenti, in particolare nella zona di scorrimento. I sedimenti si mischiano alla neve all'interno del corpo valanga e vengono trasportati e depositati nella zona di accumulo, dove danno origine a morfologie tipiche degli ambienti pedemontani. La quantità di suolo incorporato nelle valanghe dipende dalle caratteristiche reologiche delle stesse (p.es. valanghe asciutte o umide), dalle caratteristiche topografiche (p.es. valanghe canalizzate o di pendio), nonché dalle proprietà del suolo e della copertura vegetale. Tramite tale azione erosiva l'attività delle valanghe contribuisce anche alla redistribuzione dei nutrienti che vengono estratti dal suolo e resi disponibili per la vegetazione durante la stagione di crescita. Inoltre, le modifiche del suolo risultanti portano a condizioni pedologiche e ambientali particolari. I ricercatori dell'Università di Torino hanno condotto studi di campo atti a quantificare l'ammontare di sedimento intrappolato dalle valanghe nel sito di studio di Lavancher, in Valle d'Aosta. Sulla base dei dati ricavati, si sviluppa qui un modello di erosione del suolo da valanga che viene applicato al sito in esame. Si è utilizzato un modello di dinamica precedentemente sviluppato e validato, modificato per includere l'erosione. L'erosione del suolo viene modellata tramite due differenti meccanismi, i) eccesso di sforzo di taglio al fondo e ii) velocità critica. Si utilizzano equazioni disponibili in letteratura per modellare lo sforzo di taglio esercitato dalle valanghe sul terreno sottostante. Dall'analisi della letteratura disponibile si ricavano soglie critiche di sforzo al fondo e di velocità per la rimozione del suolo, in dipendenza dalla tessitura e delle proprietà geotecniche dello stesso. Il modello fornisce una descrizione accettabile del processo di rimozione del suolo per tre eventi campione per il sito in esame. Sebbene siano necessari ulteriori esperimenti per valutarne la bontà, il modello proposto costituisce un interessante punto di partenza per studi relativi alla valutazione del contributo geomorfologico delle valanghe.



**il caso**  
**di Lavancher**  
**Morgex**

## INTRODUZIONE

L'influenza delle valanghe sulla morfologia e l'ecologia delle aree montane è fondamentale. Le valanghe contribuiscono alla redistribuzione dei nutrienti ed allo sviluppo di particolari condizioni pedologiche e geomorfologiche. Il materiale solido, asportato dalla zona di distacco e di scorrimento, è trasportato e depositato nella zona di accumulo (Gardner, 1983). Lungo il loro percorso, le valanghe possono quindi diventare "sporche", a testimonianza della loro forte azione erosiva, dovuta agli elevati sforzi di taglio che sono in grado di esercitare sulla superficie di scorrimento (fig.1). Il flusso è in grado di erodere il suolo e di trasportare anche clasti di notevoli dimensioni (Blikra e Sæmundson, 1998). I ricercatori del Dipartimento di Valorizzazione e Protezione delle Risorse Agroforestali

Fig. 1 - Neve "sporca".



Sotto, dall'alto verso il basso, fig. 2 - Evento valanghivo del 2008; fig. 3 - Rilievo della zona di deposito.



(DIVAPRA) dell'Università di Torino hanno individuato a Morgex, in Valle d'Aosta, un sito adatto alla raccolta di dati di campo per valutare l'erosione di suolo da valanga (fig.2) (Freppaz *et al.*, 2007 e 2010). Basandosi sui dati raccolti attraverso una serie di campagne di misura, si è qui implementata l'erosione in un modello di dinamica 1-D, già sviluppato e testato al Politecnico di Milano (Arena lo Riggio *et al.*, 2008), al fine di simulare la rimozione di suolo in tre eventi valanghivi oggetto di studio (fig.3). Il quantitativo di materiale eroso dipende sia dalle caratteristiche reologiche e morfologiche delle valanghe che da quelle geotecniche del suolo, oltre che dalla topografia locale. Per quanto riguarda la reologia, le valanghe che coinvolgono tutto lo spessore di neve sono in genere in grado di trasportare grandi quantitativi di detrito (Luckman, 1977).

I suoli lungo la zona di transizione possono apparire frammentati e ampiamente degradati (Freppaz *et al.*, 2003, 2006 e 2010) e presentare morfologie complesse (King e Brewster, 1978). Se predominano invece le valanghe superficiali, i suoli nella zona di transizione sono di solito meglio conservati e i canali di scorrimento possono essere ancora completamente ricoperti di erba (Bozhinskiy e Losev, 1998). L'impatto geomorfologico delle valanghe polverose è tipicamente minore rispetto alle valanghe di neve densa (Kohl *et al.*, 2001; Heckman *et al.*, 2005), che contribuiscono alla rimozione di arbusti e alberi (Muntán *et al.*, 2004), al trasporto di sedimenti (Schrott *et al.*, 2003) e alla modifica della morfologia delle aree alpine (Jomelli e Bertrand, 2001). Le valanghe possono inoltre influenzare la capacità erosiva lungo il corso dei fiumi, producendo sedimenti a cascata dai bacini superiori (Ackroyd, 1987). La frequenza e l'intensità degli eventi valanghivi influenza la composizione chimica del suolo (Edwards *et al.*, 2007; Freppaz *et al.*, 2006, 2008 e 2010) e le caratteristiche dei sedimenti (De Scally e Owens, 2005), smistando il detrito lungo la zona di scorrimento e deposizione (Bell *et al.*, 1990; Decaulne e Saemundsson, 2006). Conseguentemente

alla rimozione di suolo lungo il tracciato, le valanghe possono inoltre provocare una maggiore instabilità del terreno (Heckmann *et al.*, 2002; Freppaz *et al.*, 2006). L'occorrenza e la dimensione delle valanghe sono in grado di influenzare anche la biodiversità (Geertsema e Pojar, 2007), agendo sulla struttura delle foreste (Kulakowski *et al.*, 2006), contribuendo alla ricarica di biomassa nei fiumi (Bartelt e Stöckly, 2001), ed interagendo con la dinamica degli incendi boschivi (Veblen *et al.*, 1994). La struttura e la composizione del tracciato valanghivo rappresentano inoltre un habitat unico per le specie animali e vegetali (Erschbamer, 1989; McLellan e Hovey, 2001); nelle aree percorse da valanghe è infatti stata riscontrata sia una maggiore varietà di piante, grazie alla disponibilità di nutrienti e al minore perdurare della copertura nivale (Rixen *et al.*, 2007), che un innalzamento della quota limite della vegetazione (Korner, 2003). La conoscenza dell'impatto geomorfologico delle valanghe è quindi di grande interesse scientifico. La modellazione dinamica delle valanghe è principalmente incentrata sulla simulazione delle distanze di arresto, delle velocità e delle pressioni d'impatto, avendo quindi come principale obiettivo la mappatura del pericolo (Salm *et al.*, 1990) e la valutazione del rischio (Bocchiola e Rosso, 2007; Bianchi Janetti *et al.*, 2009). Ad oggi mentre la modellazione dinamica e i fenomeni di erosione della neve sono oggetto di numerosi studi, l'erosione di suolo ad opera delle valanghe è un argomento ancora poco investigato. L'obiettivo del presente lavoro è quello di definire il meccanismo di erosione del suolo e di sviluppare un modello in grado di simulare sperimentalmente il fenomeno come osservato nei casi di studio. La rimozione di suolo è stata qui modellata secondo due principali metodologie, eccesso di attrito al fondo e velocità critica. L'attrito, o sforzo di taglio esercitato dalla valanga sul terreno, così come la resistenza al taglio del suolo e la velocità critica d'inizio del trasporto sono state calcolate attraverso formulazioni presenti in letteratura.

## CASO DI STUDIO

Il sito di studio è il percorso valanghivo denominato "Lavancher", nel Comune di Morgex, in Valle D'Aosta, circa 15 km a SE del Monte Bianco. Il monitoraggio è stato condotto durante gli inverni 2005-2006, 2006-2007 e 2007-2008 (Freppaz *et al.*, 2010). L'area è caratterizzata da una precipitazione massima durante l'autunno, con una media di neve cumulata annua pari a circa 700 cm. Il tracciato valanghivo è parzialmente canalizzato, con un dislivello totale di circa 2000 m e una distanza di arresto pari a circa 4500 m. La pendenza media dei versanti è di circa 30°. La zona di distacco è costituita da un bacino ampio (circa 2.5 km<sup>2</sup>) e piuttosto omogeneo, per la gran parte coperto da tundra alpina con una superficie a bassa scabrezza (Barbolini *et al.*, 2000b) (fig. 4, vedi foto a pag. 47).

## DATI DI EROSIONE DEL SUOLO

I dati di composizione e relativi all'erosione del suolo sono stati raccolti in campagne di rilievo dedicate, descritte approfonditamente da Freppaz *et al.*, 2010. Attraverso una serie di sopralluoghi successivi a tre principali eventi valanghivi (5 marzo 2006 (1), 2 marzo 2007 (2) e 6 maggio 2008 (3)) sono stati determinati i principali parametri chimici e fisici dei depositi (fig.5), tra i quali il volume, la densità della neve e la concentrazione di sedimenti. E' stato così possibile calcolare infine l'ammontare totale di sedimento trasportato in ciascun evento (fig.4).

Nella tabella di Fig. 6 si riportano le principali caratteristiche dei suoli e della neve nei depositi valanghivi.

## COPERTURA NIVALE E DATI METEOROLOGICI

Sono stati utilizzati i dati forniti dalla Regione Autonoma Valle D'Aosta (Centro Funzionale), registrati da una stazione meteorologica, equipaggiata con nivometro, anemometro e termometro, installata sulla cima della Tête de Licony (sensori a quote di 2842 e 2876 m asl).

Lo spessore del manto nevoso è stato scalato con l'altitudine (Barbolini e Ferro, 2005, +14 cm/100 m) e corretto con la Procedura Svizzera (Salm *et al.*, 1990) al fine di ottenere l'altezza di neve nella zona di distacco di ciascun evento.

## MODELLO DI EROSIONE DEL SUOLO DA VALANGA

Il modello utilizzato per le simulazioni dinamiche delle valanghe studiate è già stato presentato in precedenza (Arena lo Riggio *et al.*, 2008).

Il modello di erosione del suolo implementato è basato su due diverse metodologie, entrambe derivate da un'analogia idraulica con i fenomeni di erosione e trasporto solido nei fiumi (Graf, 1971; Yalin, 1982), ossia:

- 1) eccesso di sforzo di taglio, ES
  - 2) velocità critica, CV
- 1) Il primo metodo calcola la portata solida  $q_s$  [kgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>] con un approccio alla Du Boys (1879), come funzione dell'eccesso di sforzo di taglio esercitato dalla valanga sulla superficie di scorrimento ( $\tau$  [Pa]) rispetto alla resistenza di taglio propria del terreno ( $\tau_c$  [Pa], Smerdon e Beasley, 1961; Clark e Wynn, 2007):

$$q_s = k (\tau - \tau_c) \quad \text{if } \tau > \tau_c$$

$$q_s = 0 \quad \text{if } \tau \leq \tau_c$$

con  $k$  [sm<sup>-1</sup>] parametro di calibrazione. Un aspetto chiave di questo approccio è insito nella stima dello sforzo di taglio al fondo esercitato dalla valanga.

Qui tale sforzo è stato valutato in due modi:

1.A) applicando i risultati e le formulazioni proposti da Platzer *et al.* (2007a, b) che hanno verificato sperimentalmente l'esistenza di un legame alla Mohr-Coulomb:

$$\tau = \tau_0 + b \sigma$$

con  $\sigma$  [Pa] sforzo normale,  $b$  [...] un coefficiente sperimentale (pendenza nel grafico  $\tau$  vs  $\sigma$ ) e la coesione  $\tau_0$  (intercetta). Lo sforzo normale è calcolato in funzione dell'altezza del flusso:

$$\sigma = \rho g H \cos \varphi$$

con  $\rho$  densità della neve [kgm<sup>-3</sup>]. Platzer *et al.* (2007a) hanno riscontrato un intervallo di valori di  $b$  tra 0.26 e 0.48 Pa e di  $\tau_0$  tra 60 e 170 Pa, a seconda dall'umidità della neve.

E' da notare come in questo approccio la velocità del flusso non venga considerata esplicitamente, ma indirettamente attraverso l'altezza.



Fig. 5 - Area di deposito.

TABELLA DATI MISURATI				
dato	unità	eventi		
		1	2	3
Volume del deposito della valanga	m <sup>3</sup>	70000	62800	2445
Densità della neve iniziale (1° rilievo)	kg/m <sup>3</sup>	580	515	670
Densità della neve finale (ultimo rilievo)	kg/m <sup>3</sup>	630	480	-
Superficie del deposito iniziale (1° rilievo)	m <sup>2</sup>	61400	29426	2381
Superficie del deposito finale (ultimo rilievo)	m <sup>2</sup>	315	7250	2381
Volume superficiale della valanga	m <sup>3</sup>	31.5	725	238.1
Concentrazione di sedimenti (ultimo rilievo)	kg/m <sup>3</sup>	240.8	37.4	9.8
Quantità totale di sedimenti stimata	Kg	7585	27115	2333
Altezza di accumulo dei sedimenti	Mm	20.1	3.1	0.8

© AINEVA

Fig. 6

1.B) utilizzando la formulazione proposta da Salm (1993) in cui il taglio basale è espresso come:

$$\tau = \mu \sigma + \frac{\rho g U^2}{\xi}$$

dipendente direttamente dalla velocità. Questo secondo approccio sembra più consistente con il modello di dinamica in quanto utilizza per calcolare l'energia dissipata al fondo la stessa formulazione dello sforzo di taglio.

La resistenza al taglio critica del suolo  $\tau_c$  è qui valutata secondo le formulazioni sperimentali di Smerdon e Beasley (1961), utilizzate anche Eglit e Demidov (2005) e da Clark e Wynn (2007), in cui la stima del taglio in suoli coesivi viene condotta tramite l'indice di plasticità  $I_w$ :

$$\tau_{c,Iw} = 0.16 I_w^{0.84}$$

o tramite il contenuto di argilla  $P_c$ :

$$\tau_{c,Pc} = 0.49 \cdot 10^{0.0182 P_c}$$

2) Il metodo basato sulla velocità critica, nel caso di correnti fangose (Bozhinskiy e Nazarov, 1998; 1999; Eglit e Demidov, 2005) esprime la portata solida  $q_s$  attraverso l'eccesso di velocità del flusso rispetto ad una soglia critica come:

$$q_s = m (U - U_c) \quad \text{if } U > U_c$$

$$q_s = 0 \quad \text{if } U \leq U_c$$

con  $m$  [ $\text{kgm}^{-3}$ ] parametro di calibrazione. Bozhinskiy e Nazarov (1999) suggeriscono di utilizzare valori di  $U_c = 2 \text{ ms}^{-1}$ .

La sensibilità del modello di erosione viene testata variando la velocità critica in un intervallo compreso tra 0 e  $5 \text{ ms}^{-1}$ .

## IMPOSTAZIONE DELLE SIMULAZIONI

Per eseguire le simulazioni degli eventi valanghivi occorre in primis definire le condizioni al contorno. Attraverso un'analisi topografica e idrologica semi-automatica, mediante l'ausilio del GIS (DTM 20 m), ac-

coppiata con l'osservazione delle ortofoto e delle fotografie scattate dopo gli eventi, è stato possibile ricostruire il profilo e l'area di distacco (fig.7), che è stata ipotizzata univoca in ciascun evento (Maggioni e Gruber, 2003; Maggioni *et al.*, 2002).

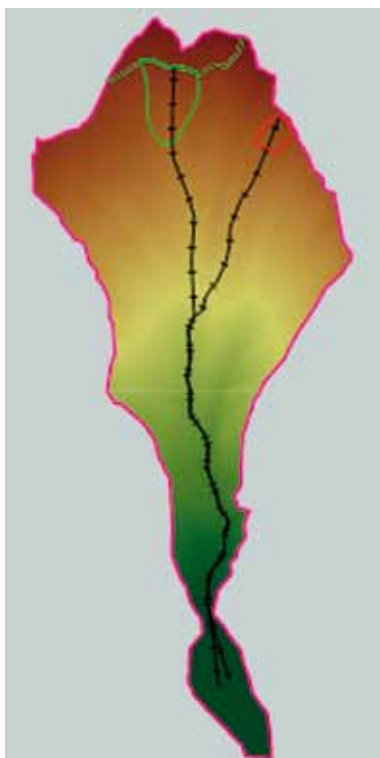
Le aree protette da ponti da neve, installati dopo un evento catastrofico nel Febbraio '99, sono state escluse dalle potenziali aree di distacco. Si assume inoltre che la ridotta copertura vegetale non eserciti un'influenza rilevante (fig.8). In tabella di Fig. 9 si riportano i valori ricavati dalle elaborazioni. È stata poi valutata l'altezza di distacco. Negli eventi 1 e 2  $H_0$  è stata calcolata secondo la Procedura Svizzera, considerando  $H_s$  registrata dal nivometro, e  $H_{72}$ , stimata per differenza (Bocchiola *et al.*, 2006; 2009) e corretta con l'altitudine (Barbolini e Ferro, 2005, +4.5 cm/100 m). Nell'evento 3 si è eguagliata  $H_0$  a  $H_s$ , corretta con l'altitudine e la pendenza locale. Accoppiando la superficie dell'area di distacco  $S_0$  con lo spessore di neve  $H_0$  è stato quindi possibile calcolare il volume di rilascio  $V_0$  (tabella di Fig. 10).

Nel caso oggetto di studio non sono stati riscontrati fenomeni di incorporamento della neve lungo il percorso e pertanto  $V_0$  rappresenta il volume coinvolto nella simulazione dinamica. Quest'ultimo dif-

Fig. 7 - Area di distacco nell'evento del 2008.



Fig. 8 - Aree di distacco e percorsi degli eventi oggetto di studio.



Più a destra, sopra fig. 9 e sotto, fig. 10

caratteristica	unità	evento	
		1 e 2	3
esposizione	-	S	SSW
quota media distacco	m slm	2652	2622
superficie dell'area di distacco	m <sup>2</sup>	103700	22700
pendenza media del percorso nella zona di distacco	°	34.5	37
pendenza media della zona di distacco	°	36	36
larghezza media della zona di distacco	m	243	120
lunghezza inclinata del percorso nella zona di distacco	m	427	189
pendenza media del percorso nella zona di scorrimento	°	27	27
quota inizio deposito	m slm	1120	1120
quota fine deposito (massima distanza di arresto)	m slm	995	1078
pendenza media del percorso nella zona di accumulo	°	15	19
lunghezza del percorso	m	3535	3038
pendenza media percorso	°	26	27
dislivello totale	m	1592	1532

© AINEVA

parametro	unità	evento		
		1	2	3
Volume deposito misurato	m <sup>3</sup>	70000	62800	2445
H distacco calcolata	m	154	140	104
Superficie di distacco	m <sup>2</sup>	103700	103700	22700
Volume distacco calcolato	m <sup>3</sup>	159190	145125	23536
Rapporto tra i volumi	%	44	43	10

© AINEVA

ferisce invece sensibilmente dal volume riscontrato nel deposito. Ciò è dovuto sia al ritardo temporale intercorso tra l'evento e il sopralluogo ma soprattutto alla deposizione di neve che si verifica lungo gran parte del percorso (Sovilla e Bartelt, 2002; Sovilla *et al.*, 2006; Sovilla *et al.*, 2007; Bocchiola *et al.*, 2009), come testimonia anche il materiale fotografico (fig.4 e 7). Il modello di simulazione dinamica è stato impostato calibrando opportunamente i parametri: il fattore di frizione alla Mohr-Coulomb  $\mu$  è stato tarato sia in funzione della distanza di arresto che delle linee guida di AVAL-1D (Christen *et al.*, 2002); anche il termine di dissipazione energetica  $\xi$  è stato calibrato seguendo le indicazioni svizzere in funzione della topografia; il fattore di pressione  $\lambda$  è stato infine impostato secondo i valori disponibili da letteratura ( $\lambda_a = 0.2-0.5$ , e  $\lambda_p = 2-4.6$ , Sovilla e Bartelt, 2002; Sovilla *et al.*, 2007). Le simulazione degli eventi sono state eseguite anche con AVAL-1D, al fine di poter verificare ulteriormente l'affidabilità delle elaborazioni del modello utilizzato. Sono quindi state definite le aree di potenziale erosione, come le porzioni di percorso comprese tra la quota limite della neve e la quota di deposizione (tabella di Fig. 11). Considerando le condizioni al contorno abbiamo infatti ritenuto ragionevole ipotizzare la presenza di fenomeni erosivi solo sulle superfici prive di copertura nivale.

## RISULTATI

### Simulazioni dinamiche

I valori di altezza simulati (tabella di Fig.12) risultano essere leggermente maggiori ma consistenti rispetto a quelli ottenuti con AVAL-1D. Le velocità sono invece visibilmente più elevate, ma compatibili con i valori caratteristici dalle valanghe di neve densa, stimati tra 20 e 40  $\text{ms}^{-1}$  (Sovilla e Bartelt, 2002; Sovilla *et al.*, 2007; Bianchi Janetti *et al.*, 2008). Questo significa che il nostro modello, anche se semplice, può essere utilizzato per una valutazione preliminare delle velocità e delle altezze del flusso al fine di stimare l'erosione di suolo da valanga (fig. 13a, 13b, 14a, 14b, 15a e 15b).

dato	unità	eventi		
		1	2	3
Hs stazione	cm	210	243	182
Quota media area di distacco	m slm	2652	2652	2622
Quota limite neve da fotografia	m slm	-	1900	2000
Variazione di neve con la quota (ogni 100 m)	cm	-	32	38
Quota limite della neve calcolata	m slm	1980	-	-
Quota inizio zona di deposito	m slm	1120	1120	1120
Dislivello totale	m	1532	1532	1502
Dislivello potenziale erosione	m	860	780	880
Percentuale dislivello erodibile	%	55	51	59

Fig. 11

parametro	unità	eventi		
		1	2	3
Velocità massima	m/s	34	33	19
Velocità media	m/s	23	22	11
Altezza massima	m	10.0	10.9	2.4
Altezza media	m	3.4	3.1	0.8

Fig. 12

### Erosione del suolo

L'analisi della composizione del suolo nella parte erodibile del tracciato ha mostrato un contenuto medio di argilla pari a  $P_c = 2\%$ . (Faletto, 2009).

L'indice di plasticità stimato è invece  $I_w = 30\%$ . La resistenza di taglio critica  $\tau_c$ , calcolata con i dati disponibili, risulta quindi essere abbastanza bassa ( $\tau_c < 10$  Pa), in particolare se paragonata alla sforzo di taglio basale esercitato dalla valanga ( $\tau_A \approx 1.2$  kPa, per  $\rho = 500$   $\text{kgm}^{-3}$ ,  $\phi = 30^\circ$ ,  $h = 1$  m,  $b = 0.3$  e  $\tau_B \approx 1.5$  kPa, nelle stesse condizioni, con  $U = 5$   $\text{ms}^{-1}$ ).

Questo significa che la rimozione del suolo può sempre verificarsi lungo tutta l'area potenzialmente erodibile. Definito l'input del modello e noti dalle campagne di rilievo i quantitativi totali di suolo eroso si sono infine ricavati i parametri di calibrazione per ciascun evento (tabella di Fig. 16).

La ridotta differenza tra  $k_A$  e  $k_B$  indica come il metodo 1 sia meno sensibile alla velocità. Stime ragionevoli dell'altezza di flusso risultano quindi sufficienti a descrivere il fenomeno erosivo. Per quanto riguarda il metodo CV i valori di soglia utilizzati sono in media sempre minori rispetto alle velocità del flusso comportando quindi rimozione di suolo lungo gran parte dell'area potenzialmente erodibile.

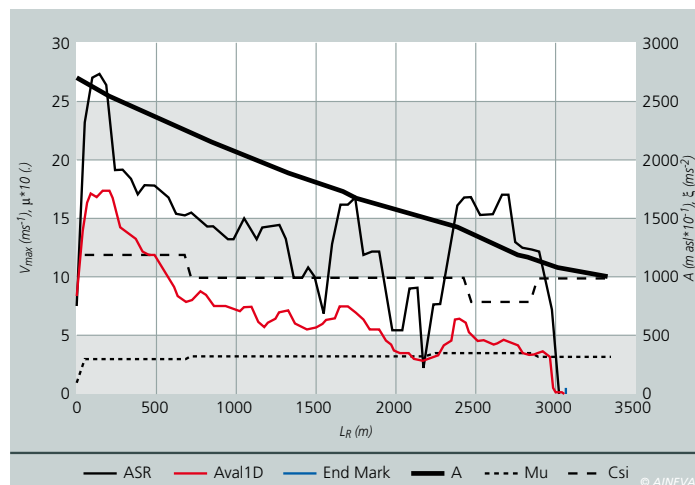
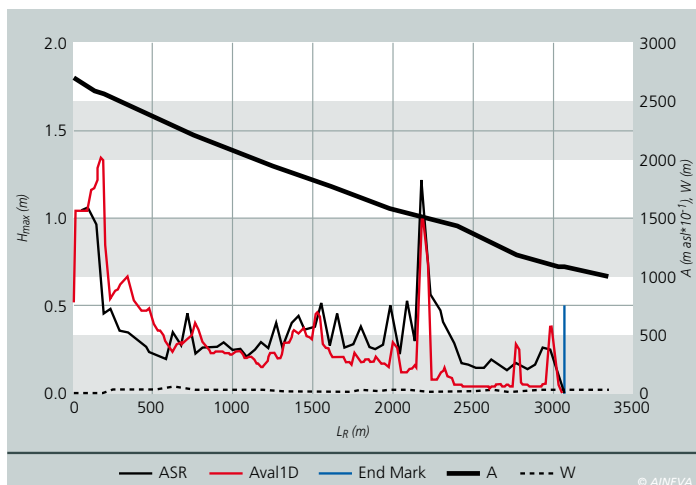
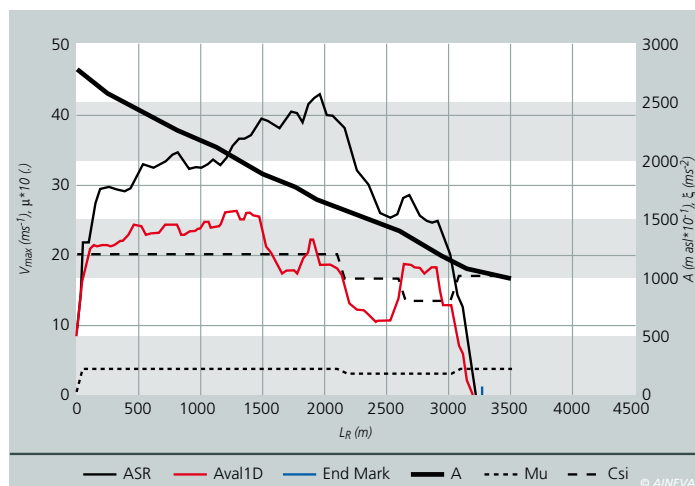
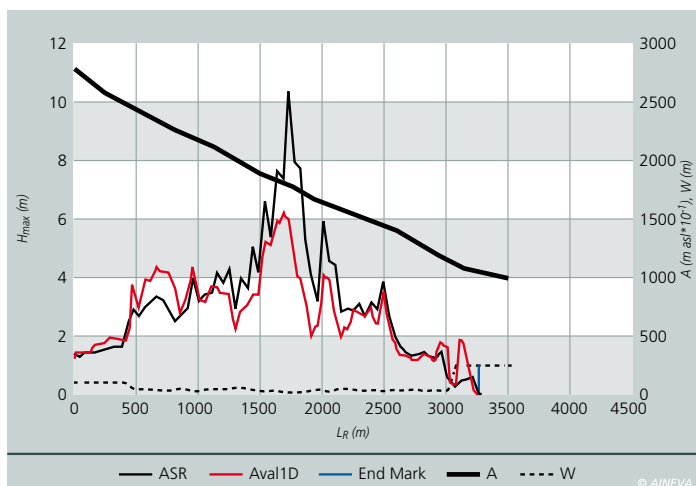
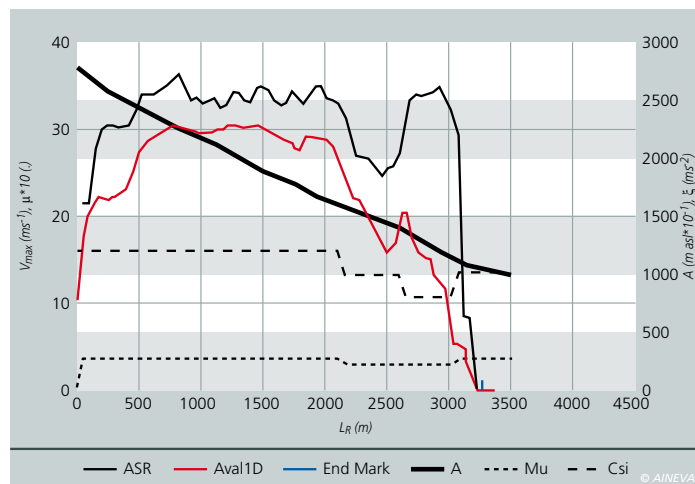
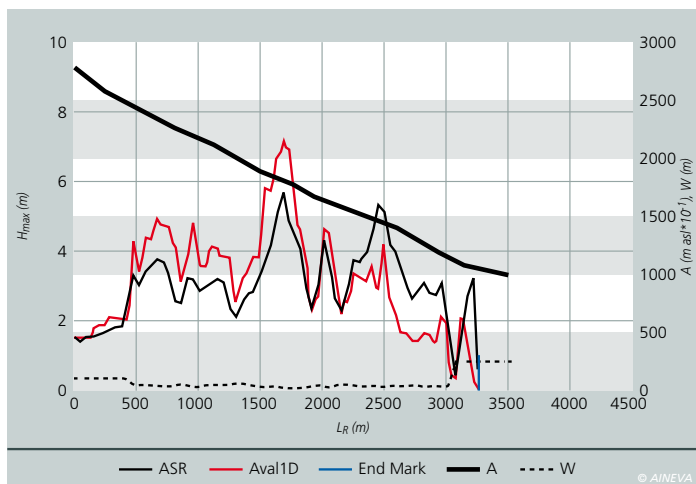
Confrontando i risultati con le pubblicazioni inerenti all'erosione del suolo da parte di correnti superficiali (Smakhtin, 1993; Clark e Wynn, 2007) il parametro di tara-

tura  $k$  riflette lo stesso ordine di grandezza di  $10^{-6}$   $\text{sm}^{-1}$ ; nel caso in oggetto i valori stimati di  $k_{A,B}$  variano infatti da  $1.02 \cdot 10^{-6}$   $\text{sm}^{-1}$  a  $13.5 \cdot 10^{-6}$   $\text{sm}^{-1}$ , con un valor medio di  $5.1 \cdot 10^{-6}$ . Per quanto riguarda invece la seconda metodologia, il tasso di erosione riscontrato da Bozhinskiy e Nazarov (1998; 1999) nel caso di correnti fangose è poco comparabile con i valori riscontrati, probabilmente a causa della diversa reologia caratterizzante il flusso (neve vs fango). Considerevoli incertezze sono dovute all'intrinseca complessità del fenomeno e dei processi coinvolti.

La ricostruzione del profilo e delle aree di distacco ammette una certa soggettività. L'altezza del flusso e specialmente la velocità sono abbastanza incerte così come la misura delle concentrazioni e la stima della quantità di sedimento trasportato. Un successivo proposito potrebbe essere lo studio delle incertezze insite nella parametrizzazione del modello.

Presumibilmente i parametri di calibrazione potrebbero essere legati a qualche proprietà fisica della valanga, come ad esempio il volume, l'altezza, o il suolo coinvolto.

E' da evidenziare come gli approcci basati sul taglio critico siano anche utilizzati per la modellazione dei processi di rimozione della neve nei modelli di dinamica valanghiva (Sovilla e Bartelt, 2002) e  $\tau_c$  è stato recentemente parametrizzato in relazione alla geometria dell'evento (Bianchi Janetti



Sopra dall'alto, fig. 13a e 13b - Altezza e velocità simulata, evento 1; fig. 14a e 14b - Altezza e velocità simulata, evento 2; fig. 15a e 15b - Altezza e velocità simulata, evento 3.

Nella pagina a fianco, dall'alto verso il basso, fig. 16; fig. 17 - Erosione simulata, evento 1; fig. 18 - Erosione simulata, evento 2; fig. 19 - Erosione simulata, evento 3 ( $U_c=0-5 \text{ ms}^{-1}$ ).

e Gorni, 2007; Bianchi Janetti *et al.*, 2008). I modelli di erosione potrebbero anche essere utilizzati in modo distribuito piuttosto che concentrato.

## CONCLUSIONI

Abbiamo dimostrato come l'erosione di suolo da parte delle valanghe possa essere modellata accoppiando campagne di rilievo, simulazioni dinamiche e teoria idraulica del trasporto solido.

L'altezza e la velocità del flusso valanghivo determinano il tasso di erosione in maniera qualitativamente prevedibile. Nel nostro modello l'erosione non si verifica solo nel caso di velocità molto basse o quando è presente della neve; il fattore di copertura nivale esercita quindi una notevole influenza sul fenomeno erosivo. Gli interessanti risultati preliminari, pur avendo utilizzato un approccio relativamente semplice, mostrano come il pro-

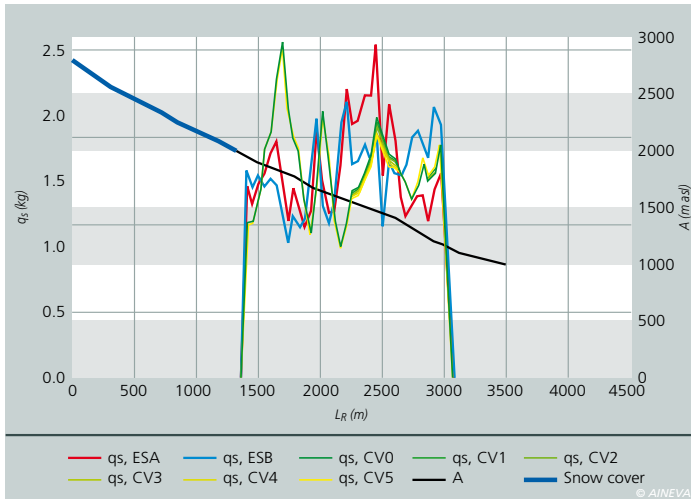
cesso di rimozione del suolo possa essere ulteriormente approfondito.

Un miglioramento nella simulazione delle altezze e delle velocità nei modelli di dinamica valanghiva porterà sicuramente a una migliore parametrizzazione dell'erosione.

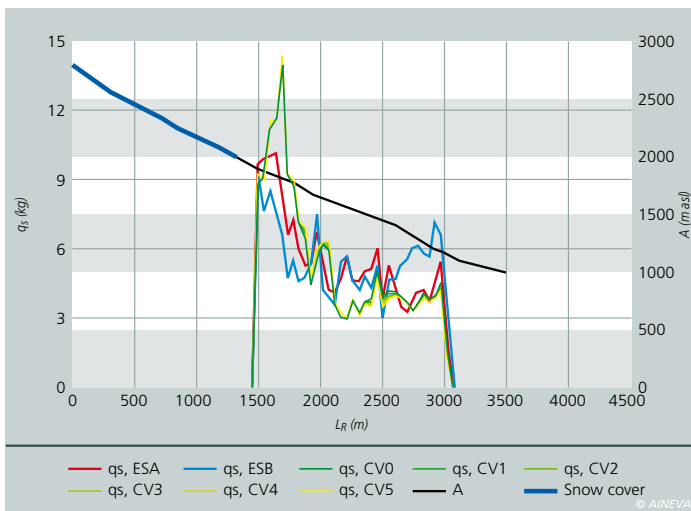
In futuro potrebbero inoltre essere implementati nel modello i fenomeni di rimozione e/o di deposizione nivale lungo il percorso.

metodo		parametro	evento		
			1	2	3
sforzo di taglio	A	$k_A [sm^{-1}] * 10^6$	1.21	13.53	1.90
	B	$k_B [sm^{-1}] * 10^6$	1.02	11.92	1.29
velocità	Vc = 0	$m_0 [kgm^{-3}] * 10^6$	7.04	94.42	23.60
	Vc = 1	$m_1 [kgm^{-3}] * 10^6$	7.36	99.92	27.86
	Vc = 2	$m_2 [kgm^{-3}] * 10^6$	7.72	105.91	33.44
	Vc = 3	$m_3 [kgm^{-3}] * 10^6$	8.10	112.41	40.01
	Vc = 4	$m_4 [kgm^{-3}] * 10^6$	8.51	119.51	48.73
	Vc = 5	$m_5 [kgm^{-3}] * 10^6$	8.97	127.27	60.92

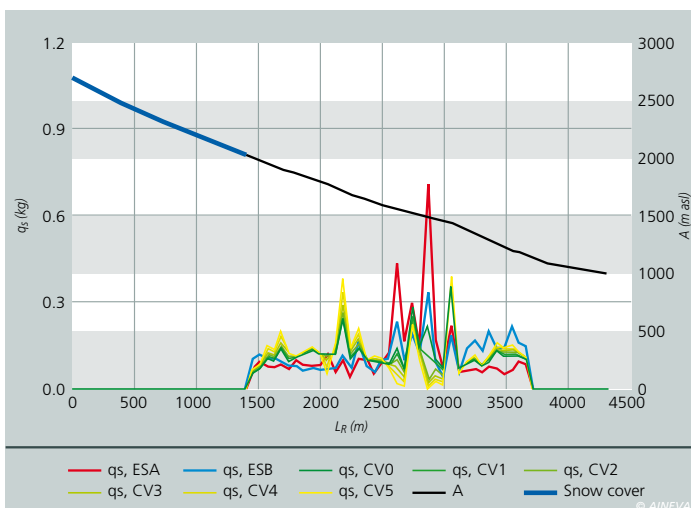
© AINEVA



© AINEVA



© AINEVA



© AINEVA

## Bibliografia

- Arena lo Riggio, E., Mura, M., Bocchiola, D., Rulli, M.C., Rosso, R. (2008). Neve e Valanghe, 65, 32-41.
- Barbolini, M., Ferro, F. (2005). Definizione dei valori di progetto di parametri nivometrici standard per la prevenzione del rischio valanghivo sul territorio valdostano. Regione Valle d'Aosta.
- Bell, L., Gardner, J., De Scally, F. (1990). An estimate of snow avalanche debris transport, Kaghan Valley, Himalaya, Pakistan. Arctic Antarctic Alpine Research 22 (3), 317-321.
- Bianchi Janetti, E., Gorni, E. (2007). Dynamic calculations of avalanches: a study on snow cover height in Switzerland with regional approach, Master Thesis, Politecnico di Milano. Tutor: D. Bocchiola, Co-tutor: B. Sovilla.
- Bianchi Janetti, E., Gorni, E., Sovilla, B., Bocchiola, D. (2008). Regional snow depth estimates for avalanche calculations using a 2d model with snow entrainment, Ann. Glaciol., 49, 63-70.
- Bocchiola, D., Medagliani, M., Rosso, R. (2006). Regional snow depth frequency curves for avalanche hazard mapping in central Italian Alps, Cold Regions Science and Technology, 46, 3, 204-221.
- Bocchiola, D., Medagliani, M. (2007). Caratteri morfologici delle valanghe: uno studio nel Bormiese. Neve e Valanghe, 62, 70-79.
- Bocchiola, D., Rosso, R. (2007). The use of regional approach for hazard mapping at an avalanche site in northern Italy, Advances in Geosciences, 14, 1-9, 2007. Published. SCOPUS
- Bocchiola, D., Bianchi Janetti, E., Gorni, E., Marty, C., Sovilla, B. (2008). Regional evaluation of three day snow depth frequency curves for Switzerland, NHESS, 8, 685-705.
- Bocchiola, D., Medagliani, M., Rosso, R. (2009). Use of a regional approach for long term simulation of snow avalanche regime: a case study in the Italian Alps, Arctic Antarctic and Alpine Research, 41,3, 285-300. Published. IF 2007: 1.045, ISI, SCOPUS
- Bozhinskiy, A.N., Losev K. S. (1998). The fundamentals of Avalanche Science. SLF Davos, Mitteilungen n. 55, pp. 280.
- Christen, M., Bartelt, P., Gruber, U. (2002). AVAL-1D: Numerical calculations of dense flow and powder snow avalanches, User Manual, SLF Davos, Switzerland, 2002.
- Clark, L. A., Wynn, T. M. (2007). Methods for determining streambank critical shear stress and soil erodibility: implications for erosion rate predictions, American Society of Agricultural and Biological Engineers, 50(1), 95-106.
- Edwards, A. C., Scalenghe, R., Freppaz, M. (2007). Changes in the seasonal snow cover of alpine regions and its effect on soil processes: A review, Quaternary International, 162-163, 172-181.
- Faletto, M. (2009). Effetto di Fenomeni valanghivi sulle caratteristiche dei suoli del bacino di Lavancher. Tesi di Laurea, Università di Torino, Fac. Agraria.
- Freppaz, M., Lunardi, S., Maggioni, M., Valfrè, F., Bizzocchi, T., Zanini, E. (2006). Soil erosion caused by snow avalanches: preliminary results of two case studies in the Aosta Valley (NW-Italy). ISSW 2006, Telluride, Colorado, October 1-6 2006. pp. 880-886.
- Freppaz, M., Marchelli, M., Celi, L., Zanini, E., 2008: Snow removal and its influence on temperature and N dynamics in alpine soils (Vallée d'Aoste - NW Italy). Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 171, 672-680.
- Freppaz, M., Godone, D., Filippa, G., Maggioni, M., Lunardi, S., Williams, M.W., Zanini, E. (2010). Soil Erosion Caused by Snow Avalanches: a Case Study in the Aosta Valley (NW Italy), Arctic Antarctic And Alpine Research, 42, 4, 412-421.
- Graf, W.H. (1971). Hydraulics of Sediment Transport, Mc Graw Hill.
- Heckmann, T., Wichmann V., Becht, M., 2002. Quantifying sediment transport by avalanches in the Bavarian Alps – first results. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 127, 137-152.
- Jomelli V., Bertran P. (2001). Wet snow avalanche deposits in the French Alps: structure and sedimentology. Geografiska Annaler 83 A, 15-28.
- Kohl, B., Brauner, H., Markart, G. (2001). Soil erosion due to avalanches: measurements on an avalanche cone. In: International symposium on snowmelt and related problems, 28-30 March 2001, Oslo, Norway, pp. 38.
- Maggioni, M., Gruber, U. (2003). The influence of topographic parameters on avalanche release dimension and frequency, Cold Reg. Sci. Technol., 37(3), 407-419.
- Maggioni, M., Gruber, U., Stoffel, A. (2002): Definition and characterisation of potential avalanche release areas, Proceedings: 2002 ESRI International User Conference, San Diego Manuscript prepared for Nat. Hazards Earth Syst. Sci. mapping in central Italian Alps. Cold Regions Science and Technology, 46(3): 204-221.
- Naaim, M., Naaim-Bouvet, F., Faug, T., Bouchet, A. (2004). Dense snow avalanche modelling: flow, erosion, deposition and obstacle effects, Cold Regions Science and Technology, 39, 193-204.
- Platzer, K., Bartelt, P., Jaedicke, C. (2007b). Basal shear and normal stresses of dry and wet snow avalanches after a slope deviation, Cold Regions Science and Technology, 49, 11-25.
- Platzer, K., Bartelt, P., Kern, M (2007a). Measurements of dense snow avalanche basal shear to normal stress ratios (S/N). Geophysical Research Letters, 34, 7, L07501.
- Schrott, L., Hufschmidt, G., Hankammer, M., Hoffmann, T., Dikau, R. (2003). Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany, Geomorphology, 55, 45-63.
- Smakhtin, V.Y. (1993). Physical and mathematical modelling of water-erosion processes, Vodnie Resur. 20 (6), 677-683 (in Russian). Reported in: Eglit and Demidov 2005.
- Smerdon, E. T., Beasley, R. P. (1961). Critical tractive forces in cohesive soils, Agricultural Engineering, 42(1), 26-29.
- Sovilla, B., Bartelt, P. (2002). Observations and modelling of snow avalanche entrainment, Natural Hazards and Earth System Sciences, 2, 169-179.
- Sovilla, B., Burlando, P., Bartelt, P. (2006). Field experiments and numerical modelling of mass entrainment in snow avalanches, Journal of Geophysical Research, 111.
- Sovilla, B., Margreth, S., Bartelt, P. (2007). On snow entrainment in avalanche dynamics calculations, Cold Regions Science and Technology, 47, 69-79.
- Yalin, M.S. (1982). Mechanics of Sediment Transport, Pergamon Press, Oxford.