

Neve e Valanghe

n° 75 - aprile 2012

*Meteorologia alpina,
Glaciologia, Prevenzione
Sicurezza in montagna*



**Emergenza neve nelle Marche
e in Appennino: 1-12 febbraio 2012**

**Nuovo metodo per visualizzare i
profili di stabilità del manto nevoso**

**Erosione e deposizione per
movimenti del manto nevoso**

**Validazione di misure
nivometriche automatiche**

**Barriere fermaneve
Pressione specifica del manto nevoso**



**Indirizzi e numeri telefonici
dei Servizi Valanghe AINEVA
dell'Arco Alpino Italiano**

REGIONE PIEMONTE

ARPA Piemonte
Dipartimento Sistemi Previsionali
Via Pio VII 9 - 10135 TORINO
Tel. 011 19681340 - fax 011 19681341
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 011 3185555
<http://www.arpa.piemonte.it>
Televideo RAI 3 pagina 514
e-mail: sistemi.previsionali@arpa.piemonte.it

REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA

Assessorato Opere pubbliche, difesa
del suolo e edilizia residenziale pubblica
Direzione assetto idrogeologico dei bilanci montani
Ufficio neve e valanghe
Loc. Amèrique 33/A - 11020 QUART (AO)
Tel. 0165 776600/1 - fax 0165 776804
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0165 776300
<http://www.regione.vda.it>
e-mail: u-valanghe@regione.vda.it

REGIONE LOMBARDIA

ARPA Lombardia
Settore Tutela delle Risorse e Rischi Naturali
U.O. Centro Nivometeorologico
Via Monte Confinale 9 - 23032 Bormio SO
Tel. 0342 914400 - Fax 0342 905133
Bollettino Nivometeorologico - 8 linee -
Tel. 8488 37077 anche self fax
<http://ita.arpalombardia.it/meteo/bollettini/bolniv.pdf>
e-mail: nivometeo@arpalombardia.it

PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO

Servizio prevenzione rischi
Ufficio previsioni e pianificazione
Via Vannetti 41 - 38122 Trento
Tel. 0461 494877 - Fax 0461 238305
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0461 238939
Self-fax 0461 237089
<http://www.meteotrentino.it>
e-mail: ufficio.previsioni@provincia.tn.it

PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO

Ufficio Idrografico, Servizio Prevenzione
Valanghe e Servizio Meteorologico
Via Mendola 33 - 39100 Bolzano
Tel. 0471 414740 - Fax 0471 414779
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0471 270555
Tel. 0471 271177 anche self fax
<http://www.provincia.bz.it/valanghe>
Televideo RAI 3 pagine 429 e 529
e-mail: Hydro@provincia.bz.it

REGIONE DEL VENETO

ARPA-Veneto Centro Valanghe di Arabba
Via Pradat 5 - 32020 Arabba BL
Tel. 0436 755711 - Fax 0436 79319
Bollettino Nivometeorologica
Tel. 0436 780007
Fax polling 0436 780009
<http://www.arpa.veneto.it/csvdi>
e-mail: cva@arpa.veneto.it

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA

Direzione centrale risorse rurali, agroalimentari e forestali
Servizio del corpo forestale regionale
Settore neve e valanghe
Via Sabbadini 31 - 33100 UDINE
Tel. 0432 555877 - Fax 0432 485782
Bollettino Nivometeorologico
NUMERO VERDE 800860377 (in voce e self fax)
<http://www.regione.fvg.it/asp/newvalanghe/welcome.asp>
e-mail: neve.valanghe@regione.fvg.it

REGIONE MARCHE

Dipartimento per le Politiche Integrate di Sicurezza
e per la Protezione Civile
Centro Funzionale Regionale
Strada Provinciale Cameranesse, 1
60100 - Loc. Passo Varano - ANCONA
Tel. 071 8067763 - Fax 071 8067709
<http://protezionecivile.regione.marche.it>
e-mail: centrofunzionale@regione.marche.it

Sede AINEVA

Vicolo dell'Adige, 18
38122 TRENTO
Tel. 0461 230305 - Fax 0461 232225
<http://www.aineva.it>
e-mail: aineva@aineva.it

Gli utenti di "NEVE E VALANGHE":

- Sindaci dei Comuni Montani
- Comunità Montane
- Commissioni Locali Valanghe
- Prefetture montane
- Amministrazioni Province Montane
- Genii Civili
- Servizi Provinciali Agricoltura e Foreste
- Assessorati Reg./Provinciali Turismo
- APT delle località montane
- Sedi Regionali U.S.T.I.F.
- Sedi Provinciali A.N.A.S.
- Ministero della Protezione Civile
- Direzioni dei Parchi Nazionali
- Stazioni Sciistiche
- Scuole di Sci
- Club Alpino Italiano
- Scuole di Scialpinismo del CAI
- Delegazioni del Soccorso Alpino del CAI
- Collegi delle Guide Alpine
- Rilevatori di dati Nivometeorologici
- Biblioteche Facoltà Univ. del settore
- Ordini Professionali del settore
- Professionisti del settore italiani e stranieri
- Enti addetti ai bacini idroelettrici
- Redazioni di massmedia specializzati
- Aziende addette a: produzione della neve, sicurezza piste e impianti, costruzione attrezzature per il soccorso, operanti nel campo della protezione e prevenzione delle valanghe.



Periodico associato all'USPI
Unione Stampa Periodica Italiana

Rivista dell'AINEVA - ISSN 1120 - 0642
Aut. Trib. di Rovereto (TN)
N° 195/94NC
del 28/09/1994
Sped in abb. postale Gr. IV - 50%
Abbonamento annuo 2012: Euro 18,00
da versare sul c/c postale n. 14595383
intestato a: AINEVA
Vicolo dell'Adige, 18 - 38122 Trento

Direttore Responsabile

Giovanni PERETTI
Coordinatore di redazione
Alfredo PRAOLINI
ARPA Lombardia

Comitato di redazione:

Luciano LIZZERO, Rudi NADALET,
Maria Cristina PROLA, Mauro VALT,
Giovanna BURELLI, Elena BARBERA,
Tiziano MARTINELLI

Comitato scientifico editoriale:

Valerio SEGOR,
Alberto TRENTI, Secondo BARBERO,
Francesco SOMMAVILLA,
Sebastiano SANNA, Gregorio MANNUCCI,
Michela MUNARI

Segreteria di Redazione:

Vicolo dell'Adige, 18
38122 TRENTO
Tel. 0461/230305
Fax 0461/232225

Videoimpaginazione e grafica:

MOTTARELLA STUDIO GRAFICO
www.mottarella.com
Cosio Valtellino (SO)

Stampa:

LITOTIPOGRAFIA ALCIONE srl
Lavis (TN)

Referenze fotografiche:

Foto di copertina: Eraldo Meraldi

Lodovico Mottarella: 11, 2
Centro Funzionale Reg. Marche: 5, 11, 12
Gianluca Tognoni: 13
Fabiano Monti: 15, 22, 23, 56
Chiara Cappelletti: 25
Elisabetta Ceaglio: 28, 33
Renzino Cosson: 35
ARPA Piemonte: 37, 38, 42, 43, 57
Roberto Castaldini: 45, 52, 53

Hanno collaborato a questo numero:

Serena Mottarella, Stefania Del Barba,
Nadia Preghenella, Monica Rossi,
Igor Chiambretti.

Gli articoli e le note firmate esprimono
l'opinione dell'Autore e non impegnano
l'AINEVA.

I dati forniti dagli abbonati e dagli inserzionisti
vengono utilizzati esclusivamente per l'invio della
presente pubblicazione (D.Lgs.30.06.2003 n.196).



4 EMERGENZA NEVE NELLE MARCHE E IN APPENNINO: 1-12 FEBBRAIO 2012

■ S. Sofia

14 NUOVO METODO PER VISUALIZZARE I PROFILI DI STABILITÀ DEL MANTO NEVOSO

■ F. Monti, A. Cagnati, M. Valt, J. Schweizer

24 EROSIONE E DEPOSIZIONE PER MOVIMENTI DEL MANTO NEVOSO

■ E. Ceaglio, M. Freppaz, E. Zanini,
K. Meusburger, C. Alewell

36 VALIDAZIONE DI MISURE NIVOMETRICHE AUTOMATICHE

■ S. Terzago, M.C. Prola, S. Fratianni,
R. Cremonini, S. Barbero

44 BARRIERE FERMANEVE PRESSIONE SPECIFICA DEL MANTO NEVOSO

■ R. Castaldini



La stagione invernale appena trascorsa ha nuovamente evidenziato quanto il sistema nazionale sia poco resiliente rispetto al rischio neve e valanghe. L'evento di febbraio, ben illustrato nel primo articolo di questo numero, ha prodotto manti di spessore inusuale (fino a 300 cm) sulle zone interne, collinari e costiere lungo l'area appenninica, mettendo in crisi infrastrutture, servizi, attività produttive e centri abitati. Il sistema del quadro tecnico-organizzativo di protezione civile (a livello nazionale, regionale e provinciale) ha gestito l'emergenza sia nelle fasi di previsione, allertamento e monitoraggio sia nelle fasi di soccorso, intervento e gestione delle situazioni più critiche. Tuttavia, si sono riproposte alcune criticità che richiederebbero future azioni di razionalizzazione, maggior coordinamento e potenziamento delle risorse del sistema di protezione civile. Il condizionale è d'obbligo, alla luce dei ripetuti tagli alla spesa pubblica e della preannunciata "spending review". Ben inteso, i tagli sono doverosi ed ineludibili perché la spesa pubblica si è spesso dimostrata inefficiente ed inefficace e sono ormai necessarie azioni di riqualificazione dell'intero sistema paese. Il problema sorge nella scelta delle linee strategiche d'indirizzo, in un pensiero economico "distorto" e poco lungimirante (assai diffuso tra gli economisti, i politici, i media e nella classe dirigente di questo paese) e nella stessa percezione della maggioranza dei cittadini. Una recente ricerca di Eurobarometro, infatti, evidenzia che il 54% degli italiani ritiene necessario combinare investimenti che diano impulso alla ripresa economica con un pesante taglio della spesa pubblica. Ma solo il 33% dei cittadini (contro una media europea del 47%) ritiene che siano utili gli investimenti su educazione, ricerca, formazione ed innovazione tecnologica. L'Italia, con il misero 1,26% del PIL investito in tale settore, rappresenta il fanalino di coda dei G20 e la crisi attuale è in parte collegabile a questo fattore. Infatti, i paesi che più hanno investito in ricerca, formazione e innovazione tecnologica (Germania, Finlandia ed Olanda - per restare in Europa) sono quelli più performanti nell'attuale congiuntura economica.

Ad ogni evento calamitoso, l'Italia è costretta a spese colossali per risarcimenti, ricostruzioni ed interventi emergenziali che lasciano intatto il problema, la scarsità d'interventi di prevenzione e mitigazione del rischio e la quasi totale assenza di lungimiranti politiche del territorio e d'investimenti su un'azione coordinata per una migliore conoscenza e previsione dei fenomeni, una migliore pianificazione delle azioni di contrasto, di previsione e prevenzione. Eppure, in questo panorama desolante i comportamenti virtuosi ed un efficace ed efficiente impiego delle, sempre più scarse, risorse pubbliche sono testimoniati dall'azione di AINEVA e degli uffici neve e valanghe afferenti. In questi ultimi anni è stata sviluppata una ricerca tecnico-scientifica di livello internazionale (di cui trovate testimonianza negli altri articoli), i cui risultati hanno permesso un trasferimento tecnologico e il miglioramento dei protocolli operativi a supporto della previsione e gestione del rischio neve e valanghe, offrendo un reale servizio a supporto del territorio. Un comportamento che continueremo ad attuare nonostante le difficoltà. Buona lettura.

Dott. Geol. Igor Chiambretti

Responsabile Tecnico AINEVA

EMERGENZA NEVE nelle Marche e in Appennino

DAL 1 AL 12 FEBBRAIO 2012

Stefano Sofia,
Francesco Boccanera,
Francesco Iocca,
Marco Lazzeri

(Area Meteo)

Valentino Giordano,
Francesca Sini,
Gabriella Speranza,
Marco Tedeschini

(Area Idro-Geo)

Umberto Biagiola

(Area Neve)

CENTRO FUNZIONALE
REGIONE MARCHE

Maurizio Ferretti
(Responsabile)

A partire dalle giornate di fine gennaio l'anticiclone delle Azzorre si è esteso verso la penisola scandinava, andando a creare un ponte di alta pressione con l'anticiclone russo-siberiano e favorendo un deciso indebolimento del campo barico sull'intero bacino del Mediterraneo.

Questa configurazione ha favorito durante la prima metà del mese di Febbraio intensi flussi settentrionali associati ad aria gelida di origine siberiana che, attraverso la valle del Rodano, hanno determinato la formazione di una serie di sistemi depressionari sul Golfo del Leone o sul Golfo di Genova.



Fig. 1 - Geopotenziale e temperatura a 850hPa alle ore 06 di Mercoledì 1 Febbraio.

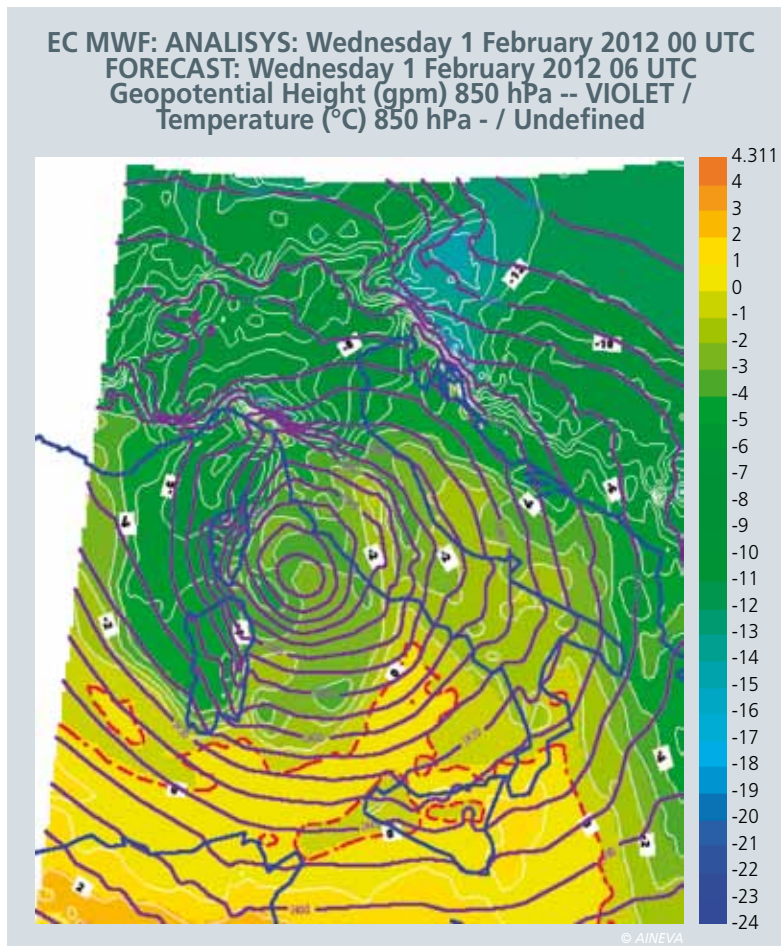
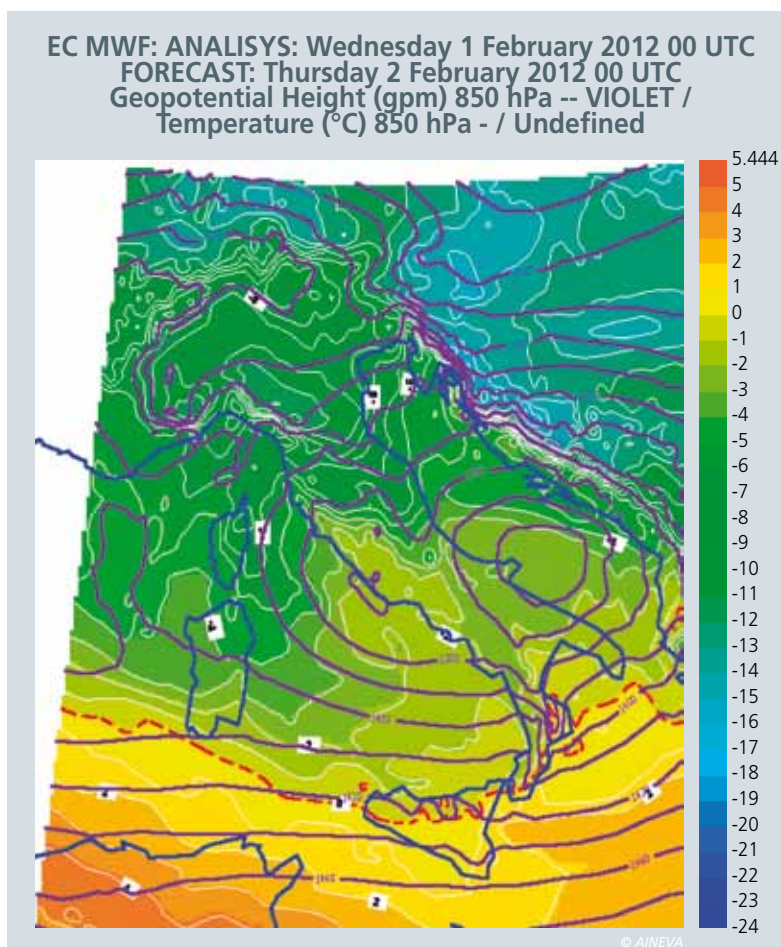


Fig. 2 - Geopotenziale e temperatura a 850hPa alle ore 24 di Mercoledì 1 Febbraio.



Pag. 5, panoramica su Monte Sibilla.

EVOLUZIONE

Primo Evento

Mercoledì 1 Febbraio un primo minimo depressionario ben marcato anche sugli strati medio-bassi dell'atmosfera si è velocemente spostato verso l'Italia centrale per poi colmarsi sull'Adriatico meridionale, favorendo sulla nostra regione, ed in particolare sui settori centro-settentrionali, un marcato rientro dai quadranti orientali (figura 1 e figura 2 ne riportano l'evoluzione a 850hPa).

Questa configurazione ha determinato il transito di un fronte occluso e l'intera giornata è stata caratterizzata da precipitazioni diffuse di forte intensità e venti molto forti nord-orientali, in particolare sui settori centro-settentrionali (si veda figura 3).

Il limite delle neviccate si è attestato attorno ai 100m sulla costa settentrionale salendo attorno ai 300-400m lungo quella meridionale.

Nelle zone interne e collinari le neviccate hanno superato in poco tempo i 50 cm (si vedano la prima colonna della tabella riportata in figura 4 e gli istogrammi di alcune singole stazioni manuali), mentre nella zona costiera del pesarese i picchi di precipitazione non nevosa hanno superato i 100mm.

Dal punto di vista meteorologico la mancata discesa immediata dello zero termico al livello del mare è molto probabilmente dovuta ad una serie concomitante di fattori, quali la temperatura che sugli strati bassi dell'atmosfera non è scesa oltre i -4/-6°C, il forte vento al suolo con raffiche anche superiori ai 100km/h creando una forte turbolenza sugli strati prossimi alla superficie del mare e l'azione mitigatrice del mare stesso, che con una temperatura superficiale di circa 12°C può facilmente inibire per molte ore i fenomeni nevosi prossimi alla costa. Nelle giornate a seguire la situazione a livello barico sull'Italia centrale è rimasta poco evolutiva, con lo zero termico che si è rapidamente e definitivamente attestato al livello del mare e con flussi che si sono disposti quasi costantemente dai quadranti sud-occidentali in quota e

dai quadranti nord-orientali sugli strati bassi dell'atmosfera. Da notare che i minimi relativi che si sono succeduti nel corso della settimana sono stati centrati prevalentemente a ridosso del versante tirrenico centro-meridionale, come ad esempio riportato in figura 5.

Pertanto dalla giornata di giovedì 2 Febbraio fino alla prima parte della giornata di lunedì 6 si sono registrate nevicate diffuse molto abbondanti sull'intera regione.

I quantitativi sui settori interni sono ovviamente risultati maggiori a causa delle condizioni di stau lungo la fascia collinare e l'intera dorsale appenninica, dove accumuli hanno superato i 2m (per alcuni confronti si faccia sempre riferimento alla tabella riportata in figura 4 e agli istogrammi di alcune singole stazioni Figura 6 a,b,c,d).

Le giornate di martedì 7, mercoledì 8 e giovedì 9 hanno visto una tregua dei fenomeni, con schiarite che sono divenute progressivamente più ampie e

diffuse, pur tuttavia persistendo delle precipitazioni nevose localizzate nella porzione interna della regione.

Secondo Evento

Una seconda ondata di mal tempo ha interessato l'intera regione a partire

dalla notte tra le giornate di giovedì 9 e venerdì 10 fino alla sera di domenica 12, con nevicate che hanno nuovamente interessato anche costa a partire dal pomeriggio di venerdì. Il nucleo di aria fredda è entrato questa volta direttamente da nord est strutturando

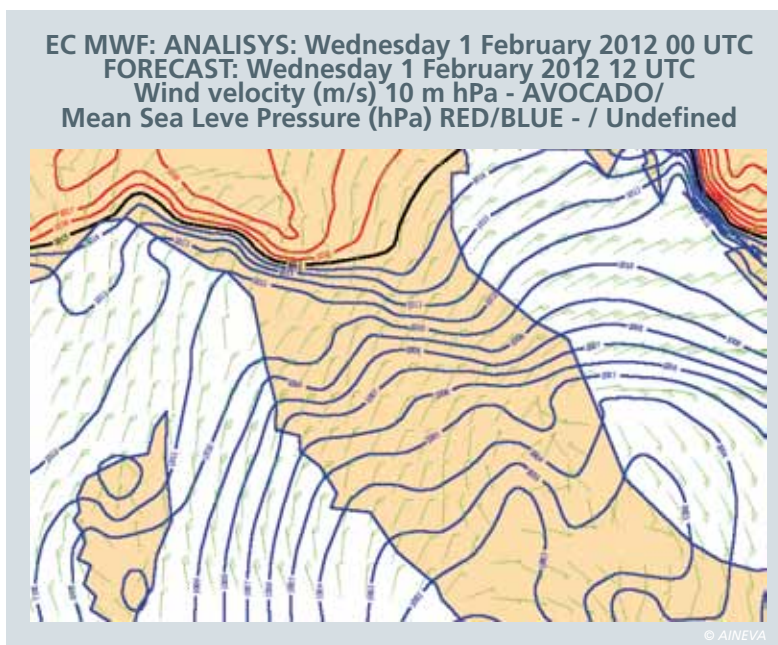
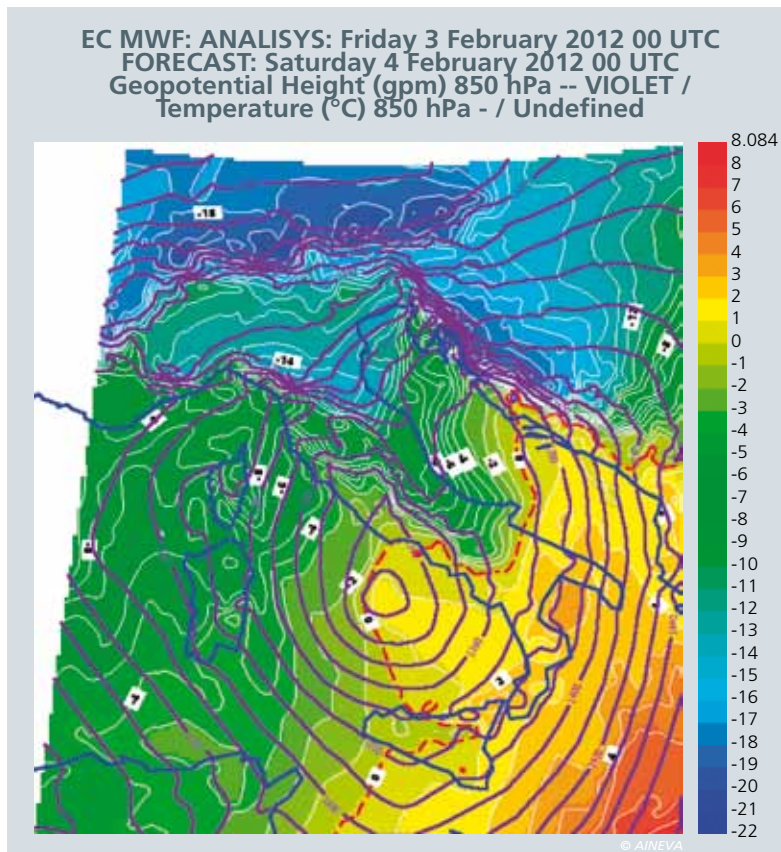


Fig. 3 - Vento e pressione al suolo alle ore 12 di Mercoledì 1 Febbraio.

			mercoledì 1 febbraio 2012	giovedì 2 febbraio 2012	venerdì 3 febbraio 2012	sabato 4 febbraio 2012	domenica 5 febbraio 2012	lunedì 6 febbraio 2012	martedì 7 febbraio 2012	mercoledì 8 febbraio 2012	giovedì 9 febbraio 2012	venerdì 10 febbraio 2012	sabato 11 febbraio 2012	domenica 12 febbraio 2012
Carpegna Eremo	1	Hneve Tot.	55			150								
Serravalle di Carda	4	Hneve Tot.	25	120	140	198	181	173	165	155	143	141	189	179
Serra S. Abbondio	5	Hneve Tot.	0											
Fabriano Cancelli	6	Hneve Tot.	0	40	50						85	95		
Fiuminata	7	Hneve Tot.	15	20	31	50	60	63	66	73	70	70	98	98
Sefro Sorti	8	Hneve Tot.	15	40	50	60	74	80	85	80	75	75		
Monte San Vicino	9	Hneve Tot.	18	60	70	-	120			110	110			
Serravalle di Chienti	10	Hneve Tot.	5	11	27	32	39	41	/	43	44	42	53	58
Fiastra	11	Hneve Tot.		27		70	72	68	67	75	60	61	80	87
Montegalloy	15	Hneve Tot.	15	28	50	68	70	66	69	73	65	80	105	
Carpegna Eremo	1	Hneve Tot.	40			40								
Serravalle di Carda	4	Hneve Tot.	25	95	20	48	15	8	9	0	0	20	53	16
Serra S. Abbondio	5	Hneve Tot.	0											
Fabriano Cancelli	6	Hneve Tot.	0	40	20						10	10		
Fiuminata	7	Hneve Tot.	15	10	13	40	10	8	20	10	0	3	32	9
Sefro Sorti	8	Hneve Tot.	15	20	15	10	15	8	5	3	0	8		
Monte San Vicino	9	Hneve Tot.	18	40	21		50			20	0			
Serravalle di Chienti	10	Hneve Tot.	5	8	20	15	1	4	/	8	3	6	24	12
Fiastra	11	Hneve Tot.		/		40	11	8	7	10	0	23	32	17
Montegalloy	15	Hneve Tot.	11	6	22	18	10	5	9	12	0	21	36	

Fig. 4 - altezza giornaliera del manto nevoso di alcune stazioni manuali.

Fig. 5 - Geopotenziale e temperatura a 850hPa alle ore 00 di Sabato 4 Febbraio.



un minimo depressionario a tutti i livelli atmosferici e stazionando sul Tirreno centro-settentrionale favorendo il richiamo di aria dal mare molto umida ed instabile (figura 7 e figura 8).

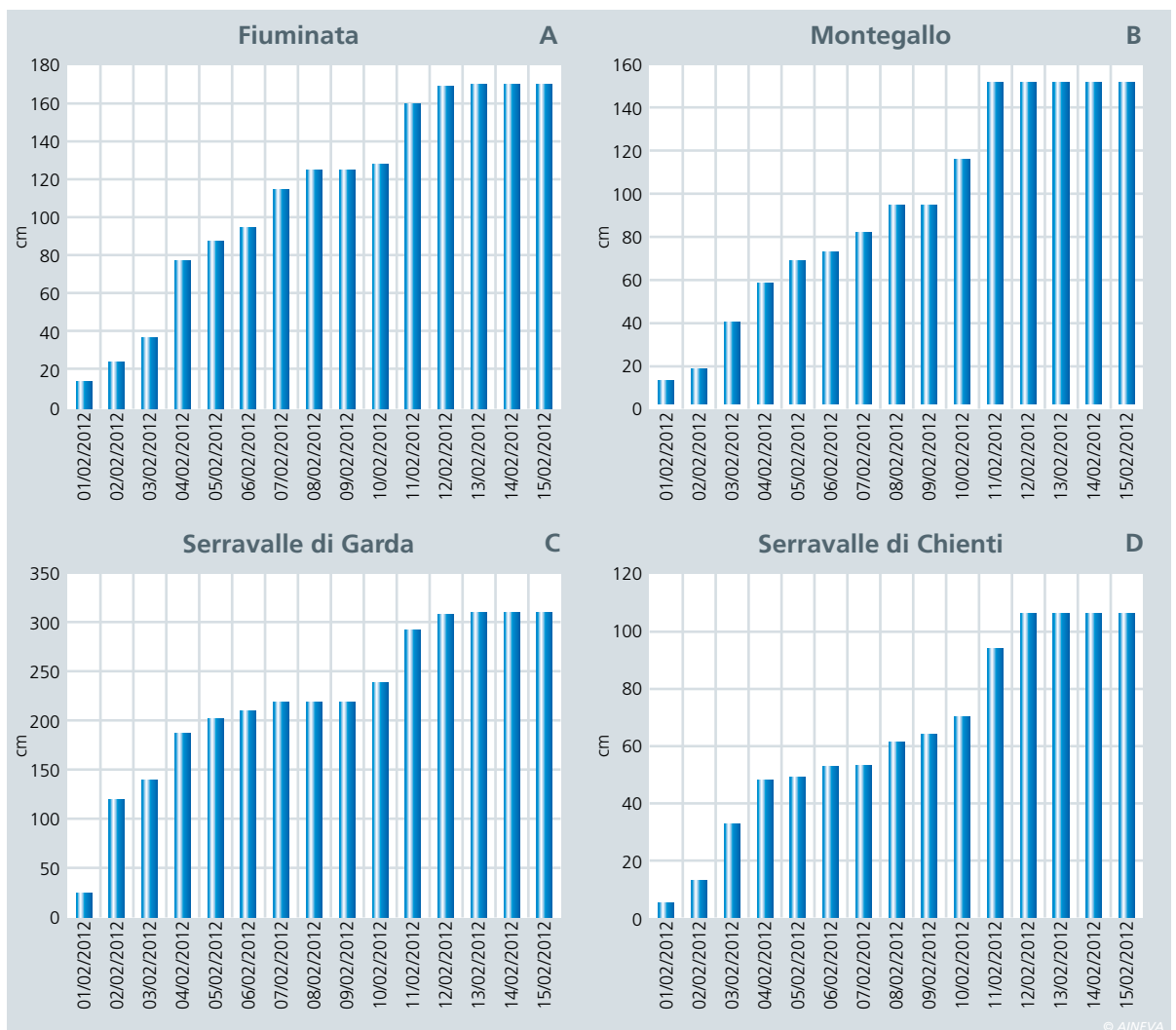
L'intensità delle precipitazioni è stato questa volta accentuato da forti moti verticali.

Dalla notte tra domenica 12 e lunedì 11 le precipitazioni sono andate ad esaurirsi sull'intero territorio regionale. **Figura 9** mostra una nitida immagine satellitare con una panoramica della neve al suolo sull'intero versante adriatico.

EFFETTI AL SUOLO

Sin dai primi giorni di Febbraio i disagi dovuti alla neve sono stati riscontrati praticamente su tutto il territorio regionale. Le maggiori difficoltà si sono avute nell'entroterra, laddove le cumulate sono state più consistenti; l'area più colpita è risultata essere l'Alto Montefeltro.

Fig. 6 - Precipitazioni nevose giornaliere cumulate dal 1 al 15 Febbraio registrate presso le stazioni nivometriche manuali di: A) Fiuminata (MC); B) Montegallo (AP); C) Serravalle di Garda (PU); D) Serravalle di Chienti (MC).



Di seguito si riporta una panoramica delle principali criticità segnalate (elenco che, data l'estensione dell'evento sia a scala temporale che spaziale, potrebbe risultare non esaustivo).

A partire dalla giornata del 1 febbraio si sono registrate difficoltà alla circolazione, specialmente lungo la rete viaria secondaria. Sono stati limitati invece i disagi lungo la viabilità principale, dove comunque si sono registrati rallentamenti e criticità localizzate.

Lungo il tratto marchigiano dell'autostrada A14, per alcuni giorni è stato impedito il transito dei mezzi pesanti e localmente è stato necessario chiudere completamente alla circolazione alcuni tratti. Sono stati chiusi, in ogni caso, alcuni passi appenninici.

La circolazione è stata molto più difficoltosa lungo le strade comunali, poichè in alcuni tratti il manto nevoso ha raggiunto spessori tali da richiedere l'intervento di turbine e di macchinari di notevoli dimensioni.

Per tutta la durata dell'evento ci sono state forti criticità da Macerata a Pesaro Urbino con molti problemi per la riapertura delle strade a causa dell'alto spessore del manto nevoso. Frazioni, nuclei abitati, case sparse ed anche interi comuni sono rimasti isolati per alcuni giorni.

Ulteriore intralcio alla circolazione è stato causato dalle piante e dai rami abbattuti dal vento e dal peso della neve. E' stato necessario inoltre assicurare il trasporto del personale sanitario presso le principali strutture ospedaliere per garantire il servizio.

Per via delle difficoltà sia nella viabilità di servizio del porto di Ancona, sia, soprattutto, per evitare di appesantire il traffico sulla rete viaria della regione, si è deciso di evitare nei primi giorni lo sbarco dei TIR dai traghetti ormeggiati nel porto stesso. In un secondo tempo si è scelto uno sbarco contingentato degli stessi.

La circolazione dei treni ha risentito delle difficili condizioni riscontrate a livello nazionale. Si sono registrati pesanti

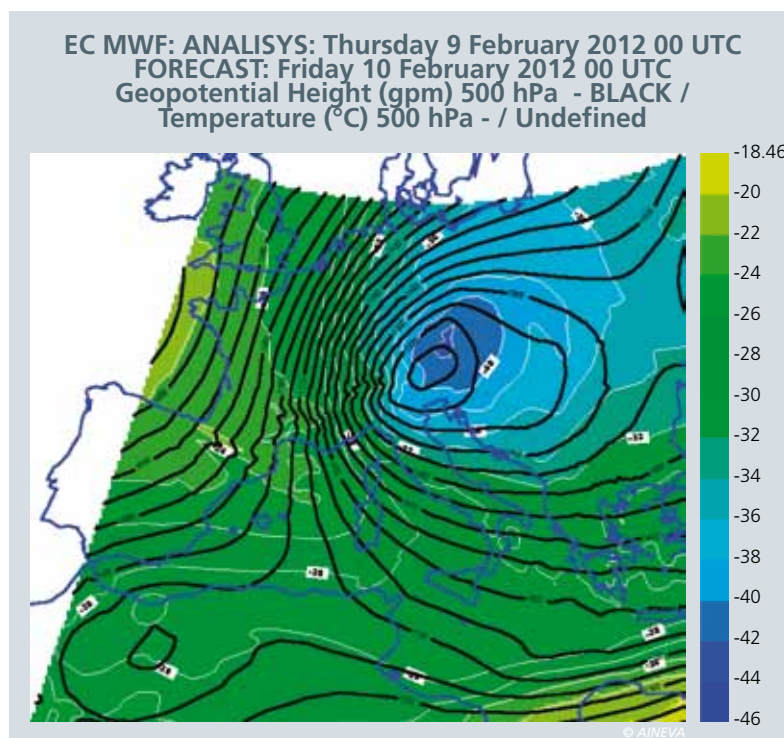


Fig. 7 - Geopotenziale e temperatura a 500hPa alle ore 00 di venerdì 10 Febbraio.

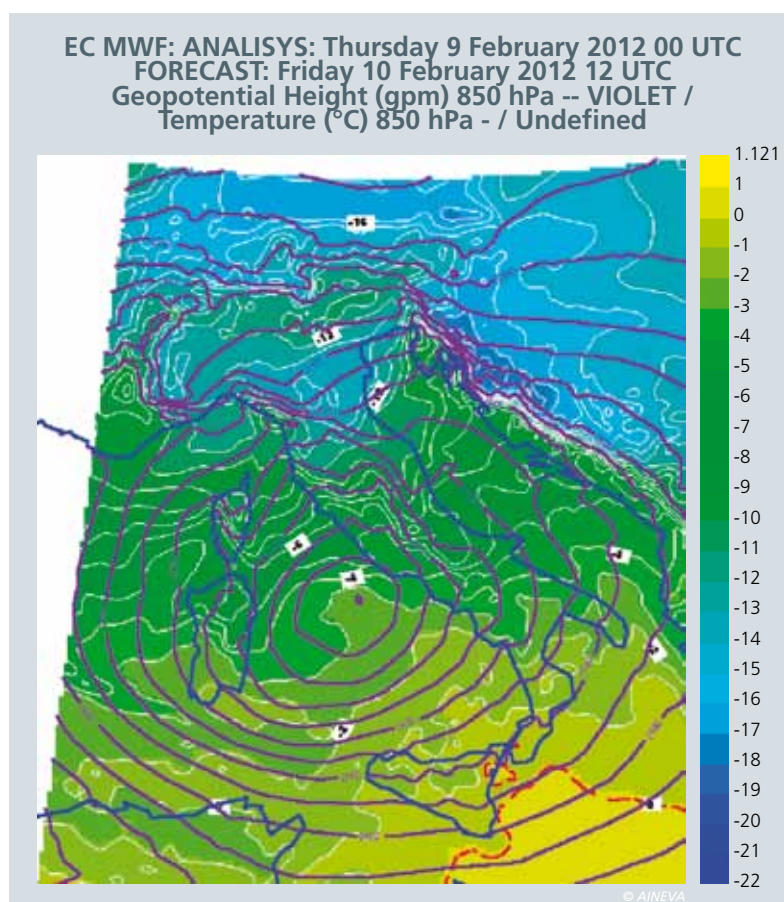


Fig. 8 - Geopotenziale e temperatura a 850hPa alle ore 12 di venerdì 10 Febbraio.

ritardi per i treni a lunga percorrenza a causa delle basse temperature che hanno rallentato i dispositivi e si sono avute soppressioni dei convogli sia della rete nazionale sia locale. Alcune linee regionali sono state chiuse.

A causa del forte vento e delle copio-

se nevicate, si sono segnalati notevoli difficoltà nella distribuzione dell'energia elettrica in particolare nelle zone interne. Il ghiaccio ha inoltre provocato danni agli impianti idrici e determinato l'interruzione della fornitura dell'acqua in molti comuni.

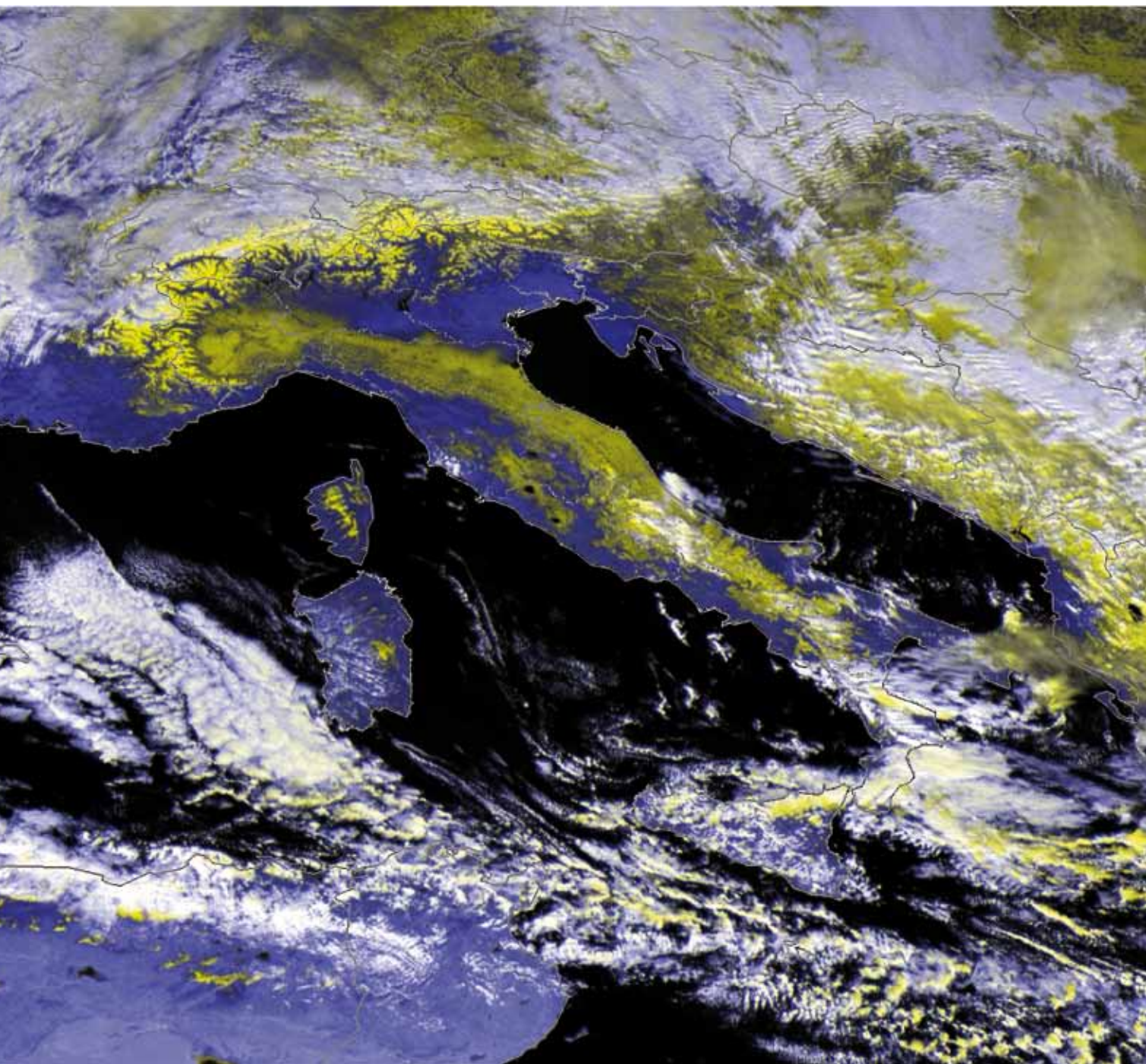


Fig. 9 - Copertura nevosa della penisola italiana - immagine Meteosat R12G12B3 - del 16 Febbraio 2012 h12.

Le criticità si sono protratte per alcuni giorni in quanto, in alcuni casi, i luoghi interessati dai danni sono situati in zone non raggiungibili con motoslitte e le difficili condizioni metereologiche hanno impedito l'impiego di elicotteri.

La presenza di neve sui tetti di alcune strutture ha provocato diffusi cedimenti delle coperture di attività agricole, industriali, di civili abitazioni e beni artistici e culturali. Diverse abitazioni sono state evacuate per inagibilità.

Fenomeni valanghivi hanno interessato diverse porzioni del territorio; in parti-

colare si segnalano le valanghe di Foce di Montemonaco, Sassotetto-Sarnano e diffusi scaricamenti in molte zone appenniniche.

GESTIONE DELL'ALLERTA

L'evento è stato monitorato h24 dalla Protezione Civile Regionale, attraverso il Comitato Operativo Regionale riunitosi a scadenze giornaliere regolari presso la Sala Operativa Unificata Permanente e attraverso il Centro Funzionale Multirischi. Si è rimasto in costante

collegamento con il Comitato Operativo Nazionale, con le Sale Operative Integrate provinciali e gli altri enti del sistema di protezione civile preposti alla gestione del rischio.

Molti Comuni hanno attivato inoltre i Centri Operativi Comunali. Su tutto il territorio regionale sono stati impiegati i volontari di protezione civile.

Sono inoltre confluiti nella regione colonne mobili inviate per il concorso alla gestione delle emergenze sia di volontari di altre regioni che di componenti istituzionali.

EMERGENZA NEVE AL CENTRO SUD IL CONTRIBUTO DEL CNSAS

Otto Febbraio 2012, questa la data di inizio della mia collaborazione con il Dipartimento di Protezione Civile nella Sala Operativa Italia a Roma con l'obiettivo di dare un contributo ad affrontare l'emergenza neve, che stava letteralmente seppellendo: Emilia, Marche, Abruzzo, Molise, Alto Lazio, Toscana, Umbria, fino a lambire Campania, Puglia, Basilicata e Calabria. Quella verificatasi a Febbraio si può tranquillamente definire una situazione eccezionale, le Alpi non sono state quasi per nulla interessate da queste perturbazioni, che con ostinata perseveranza, si sono accanite con il centro-sud del nostro Paese.

Salvo alcune interruzioni nelle fasi iniziali, l'evento nevoso è durato ben 12 giorni. La neve misurata al suolo a fine nevicata variava dai 190 cm sulle colline romagnole ai 326 di Urbino, di cui 93 cm in sole 24 ore tra il 10 e l'11 febbraio, questi gli eventi che hanno indotto il Dipartimento di Protezione Civile Nazionale ad attivare il Comitato Operativo in Sala Italia ed il sottoscritto vi ha partecipato su mandato del Corpo Nazionale del Soccorso Alpino e Speleologico, che siede di diritto in questo Comitato.

Dapprima il mio compito era quello di valutare con i Servizi Regionali del CNSAS in emergenza, la necessità di aiuti esterni da parte dell'organizzazione Nazionale del Soccorso Alpino nel suo insieme e veicarli ove necessario. Raggiunto in un secondo tempo da alcuni colleghi che hanno provveduto a sostituirmi in questo compito, su invito dell'Ing.

Silvano Meroi (l'ex Direttore della Protezione Civile Valdostana, ora responsabile di un importante servizio in seno al DPC), mi sono occupato di effettuare una serie di valutazioni locali finalizzate ad even-

tuali operazioni di bonifica su siti e infrastrutture a rischio di valanga, sollecitati da pressanti richieste da parte di Comuni e Prefetture.

Trattandosi di siti molto distanti tra loro e con difficoltà di spostamento via terra a causa della scarsa transitabilità delle strade, l'unica soluzione efficace era utilizzare il mezzo aereo, quindi una lunga giornata di ricognizioni con un veloce elicottero A109 della Guardia di Finanza, mi ha permesso di stilare una mappa degli interventi di bonifica più urgenti da effettuare: la strada di accesso al paese di Scanno in Abruzzo, le strade di accesso a Rocca Mandolfi e Campitello Matese in Molise, mentre un'eventuale intervento richiesto a monte di Lama dei Peligni in Abruzzo è stata scartato a priori, causa l'altissimo rischio di procurare ingenti danni alle abitazioni sottostanti.

Ovviamente la prima necessità era quella di avere informazioni sulla composizione del manto nevoso sui siti interessati e in generale sui terreni limitrofi, compito che

non potevo effettuare direttamente in quanto l'elicottero messomi a disposizione era equipaggiato con un voluminoso radar alloggiato sotto la pancia del velivolo stesso e che di fatto impediva ogni atterraggio al di fuori di una piazzola liscia e pulita. Le informazioni necessarie mi sono state fornite principalmente dal servizio Meteomont, rappresentato in Sala Italia dal Corpo Forestale dello Stato, e da alcuni rilevatori AINEVA attivati attraverso la Direzione dell'Ente, che si è dimostrata immediatamente collaborativa ed operativa.

Parallelamente serviva lo strumento per effettuare le bonifiche, la scelta è caduta sul sistema Desy-Bell, estremamente flessibile e che non necessita di autorizzazioni particolari come l'utilizzo di esplosivo. Il Nucleo Elicotteri della Provincia di Trento e la Provincia stessa, hanno messo a disposizione un elicottero Ecureuil B3 ed un dispositivo Desy-Bell con auto-mezzo di appoggio dotato di bombole di ricambio, due piloti, uno specialista





e due operatori dell'Ufficio Valanghe Provinciale, un team preparato ad operare in piena autonomia.

Le bonifiche effettuate sul terreno in due giornate, si sono rivelate poco efficaci, principalmente per due fattori: in primo luogo a causa del lungo lasso di tempo intercorso tra la fine della nevicata e le operazioni di distacco, secondariamente questo periodo ha consentito al manto nevoso di consolidarsi rendendolo estremamente coeso, ciò nonostante lo spessore ragguardevole.

Durante le operazioni di bonifica, insieme agli operatori trentini, abbiamo avuto modo di effettuare dei profili speditivi del manto nevoso che ne hanno confermato la grande stabilità anche su terreni in forte pendenza.

Ritengo che si sarebbero potuti ottenere risultati migliori utilizzando dell'esplosivo per il distacco, ma la difficoltà di ottenere le autorizzazioni all'utilizzo avrebbe ulteriormente allungato i tempi, rendendo il tutto inefficace.

Considerazioni finali: ancora una volta viene confermata la necessità di essere tempestivi nell'operare i distacchi programmati di valanghe, meno tempo intercorre tra la fine della nevicata e l'inizio

delle operazioni, maggiori sono le probabilità di riuscita dell'intervento. Nel caso in questione penso che l'eventuale presenza di strati deboli all'interno del manto avrebbero potuto innescare fenomeni spontanei difficilmente controllabili e, date le quantità di neve al suolo, produrre valanghe catastrofiche, fortunatamente tutto ciò non è avvenuto e un puntuale monitoraggio dei siti e delle condizioni climatiche successive, è stata l'unica azione possibile. A conferma, durante le lunghe ricognizioni aeree ad ampio raggio, non abbiamo osservato alcun fenomeno valanghivo spontaneo degno di nota. Ritengo infine che questa situazione estrema, per molte regioni in assoluto poco avvezze a questo genere di problematica, abbia fatto prendere coscienza delle implicazioni legate a precipitazioni nevose così abbondanti, probabilmente se si dovesse riproporre una situazione simile le decisioni di intervento e monitoraggio sarebbero assunte molto più rapidamente dagli enti preposti, incluso il DPC Nazionale, ed originare azioni efficaci nelle tempistiche corrette.

*Guida Alpina
Adriano Favre*

La Daisy Bell della Provincia Autonoma di Trento al centro-sud Italia per l'emergenza neve 2012



Nel corso dell'emergenza neve che nel febbraio 2012 ha colpito le regioni del centro e sud Italia, la Provincia Autonoma di Trento, attraverso il proprio Dipartimento Protezione Civile, è stata impegnata su più fronti e a più riprese per portare soccorso alle popolazioni duramente ed eccezionalmente colpite dagli eventi e per dare supporto tecnico alle amministrazioni nella gestione dell'emergenza.

Oltre ai numerosi interventi per lo sgombero neve, ripristino della viabilità e soprattutto messa in sicurezza della popolazione nelle regioni Emilia Romagna e Marche, che hanno impegnato numerosi fra tecnici provinciali e volontari Trentini, un particolare intervento è stato eseguito nelle regioni Abruzzo e Molise per fronteggiare il pericolo valanghe presente su vaste parti di territorio come conseguenza delle eccezionali nevicate. L'intervento, effettuato dal 12 al 16 febbraio con l'uso del sistema Daisy Bell, ha visto il distacco artificiale preventivo di masse nevose potenzialmente instabili. In particolare in Abruzzo, sulla strada per l'abitato di Scanno (SR 379 dei Sanniti) con effettuazione di 40 tiri e distacco di masse nevose di piccole e medie dimensioni, ed in Molise sulla strada di accesso a Roccamandolfi .

Nel corso dell'intervento sono stati eseguiti controlli aerei di numerosi siti valanghivi incombenti in alcuni casi su centri abitati (Lama dei Peligni in provincia di Chieti) ma soprattutto viabilità di importanza primaria (Campitello Matese, Villetta Barrea ed altri) al fine di valutare l'eventuale pericolo presente e le conseguenti azioni da adottare: distacco artificiale, chiusura temporanea o riapertura in caso di cessato pericolo.

Gianluca Tognoni

*Servizio Prevenzione Rischi
Provincia Autonoma di Trento*

Nuovo per metodo visualizzare i profili di del stabilità manto nevoso

**Fabiano Monti^{1,2},
Anselmo Cagnati², Mauro Valt²,
Jürg Schweizer¹**

¹ WSL Institute for Snow and
Avalanche Research SLF, Davos, Svizzera

² ARPA Veneto - DRST
Centro Valanghe di Arabba, Arabba, Italia
e-mail: monti@slf.ch (F. Monti)

La valutazione della stabilità del manto nevoso mediante l'interpretazione dei profili stratigrafici è un procedimento lungo e molto soggettivo, soprattutto quando la stratigrafia non è accompagnata da un test di stabilità. La stratigrafia del manto nevoso è chiaramente associata alla stabilità della neve. Molti studi hanno, infatti, evidenziato i legami tra alcune proprietà specifiche del manto, per es. dimensione e tipologia dei grani, con l'instabilità.

In questo lavoro è suggerito un nuovo metodo per visualizzare la stratigrafia della neve in relazione alla stabilità basato sullo studio di sei variabili strutturali (noto come "Threshold sum approach"). Ogni strato di neve è rappresentato dal numero di variabili che non si trovano nel corrispondente range critico. Questo approccio non è stato applicato solo ai profili stratigrafici tradizionali, ma anche - una volta rettificati i valori di soglia - ai profili simulati con il modello numerico del manto nevoso SNOWPACK.

Il nuovo metodo di visualizzazione, utilizzato sia con i profili tradizionali sia con quelli simulati, è stato quindi testato analizzando gli episodi valanghivi più critici dell'inverno 2008-2009 nelle Dolomiti Venete.

I risultati indicano che il nuovo metodo di visualizzazione è particolarmente efficace per interpretare rapidamente e in modo intuitivo la stabilità della neve. Inoltre, le informazioni sulla stabilità ricavate dai profili simulati risultano essere chiaramente correlate al grado di pericolo. Integrando il modello numerico SNOWPACK con l'analisi delle variabili critiche è possibile incrementarne l'utilità ai fini della previsione valanghe.



INTRODUZIONE

Valutare il rischio valanghe per una determinata regione è un processo difficile che implica notevoli responsabilità. La previsione valanghe corrisponde alla previsione dell'instabilità attuale e futura della neve (McClung; 2000), definita nello spazio e nel tempo, in relazione ad un determinato sovraccarico. Tra i vari approcci alla problematica, quello convenzionale o sinottico è il più comune e generalmente adottato da gran parte dei servizi valanghe. Esso si basa per lo più sulle capacità, l'esperienza e la conoscenza del previsore. Quest'approccio è stato descritto da LaChapelle (1980) e da allora non è sostanzialmente cambiato. Le singole previsioni sono fondate su dati raccolti in campo, classificati secondo il loro grado di attiguità con la stabilità del manto nevoso. In relazione alla vastità dell'area da valutare, i dati assumono una importanza e un significato diverso. In una previsione del pericolo valanghe su microscala (500-100 km²) i dati più importanti sono quelli

chiamati "a bassa entropia" (per es. osservazioni di valanghe o test di stabilità in situ), seguiti dai dati "a media entropia" (per es. profili stratigrafici) e, in ultimo, dai dati meteorologici (ad alta entropia).

Questo metodo sinottico (LaChapelle, 1980) ha alcuni svantaggi:

- l'interpretazione dei dati disponibili (per es. profili stratigrafici) è molto soggettiva tanto che molti autori la considerano un'arte più che una scienza (Schweizer e Wiesinger, 2001);
- la disponibilità di dati a bassa (es. test di stabilità) o media entropia è tipicamente limitata;
- l'analisi dei dati richiede molto tempo da parte dei previsori valanghe.

Somma delle variabili critiche

Per ridurre la soggettività interpretativa dei profili stratigrafici, specialmente se non abbinati a test di stabilità, Schweizer et al. (2005) hanno suggerito un metodo oggettivo e semi-quantitativo chiamato

"*Threshold sum Approach*", più facilmente traducibile come "*somma delle variabili critiche*". Tale metodo, rifinito in seguito da Schweizer e Jamieson (2007) e Schweizer et al. (2008), si basa sull'analisi di sei variabili strutturali ritenute indicatrici di potenziali instabilità all'interno del manto nevoso. Tre di esse (differenza di dimensione dei grani, differenza di durezza, profondità dello strato) sono proprietà riconducibili ai punti di contatto tra i vari strati (interfacce), mentre le altre tre sono riconducibili alle caratteristiche degli strati stessi (dimensione e tipologia dei grani, durezza dello strato). Se il valore di una variabile raggiunge una determinata soglia, individuata come critica (fig 1), questa è considerata come potenziale fonte d'instabilità (Fig. 2A).

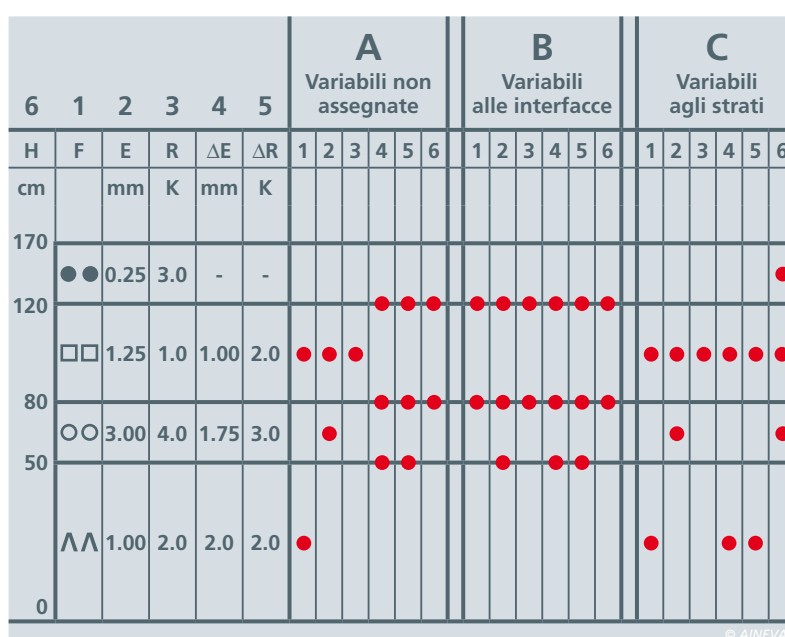
Sia le variabili strettamente riconducibili alle interfacce sia i parametri legati agli strati sono assegnati all'interfaccia formata da due strati adiacenti e quindi sommati. Nel caso delle proprietà dello strato, è preso in considerazione il conteggio dello strato con il più alto numero d'instabilità strutturali, a prescindere dal fatto che sia lo strato inferiore o superiore (Fig. 2B). La scelta di assegnare tutte le sei variabili a un'interfaccia è motivata dal fatto **che nella gran parte dei casi una frattura occorre** in corrispondenza di un'interfaccia (Schweizer et al., 2003) e non all'interno di uno strato.

Ogniquale cinque o sei variabili sono contemporaneamente nel rispettivo range critico, quell'interfaccia è considerata potenzialmente debole (Schweizer et al., 2008). Secondo Winkler e Schweizer (2009), la *somma delle variabili critiche* fornisce buoni risultati per la determinazione di profili instabili (86% di profili instabili individuati correttamente) ma presenta qualche difficoltà nell'identificare le condizioni stabili (38% profili stabili corretti). Il metodo è stato ideato per l'analisi d'instabilità persistenti (legate a brina di profondità, cristalli sfaccettati o brina di superficie) all'interno del manto nevoso; la sua applicabilità per instabilità legate a neve fresca o bagnata non è stata ancora verificata.

Fig. 1 - Range critici dei parametri utilizzati con l'analisi delle variabili critiche. Sono riportati i range critici sia per i profili tradizionali sia per quelli simulati. Per un confronto, sono indicati anche i range suggeriti da Schweizer and Jamieson (2007) (originali).

VARIABILE	RANGE CRITICI		
	originali	oss. manuali	simulazioni
Dimensione dei grani(mm)	≥ 1.25	≥ 1.25	> 0.6
Differenza di dimensione (mm)	≥ 0.75	≥ 0.75	≥ 40%
Differenza di durezza	≥ 1.7	≥ 2	≥ 1
Durezza	≤ 1.3	≤ 1	≤ 2
Tipologia dei grani	persistenti	persistenti	persistenti
Spessore del lastrone o profondità dello strato (cm)	18...94	≤ 100	≤ 100

Fig. 2 - Da sinistra: altezza del manto nevoso (H); tipologia dei grani (F) —simbologia in accordo con Fierz et al. (2009); dimensione dei grani (E); durezza (R); differenza di dimensione dei grani (ΔE); differenza di durezza (ΔR). (A) I punti rossi indicano le variabili presenti nel rispettivo range critico (Figura 1). Le variabili critiche sono rappresentate in corrispondenza dell'elemento al quale sono riferite (strati o interfacce); (B) i punti indicano le variabili nel rispettivo range critico ricondotte alle interfacce (metodo tradizionale); (C) i punti rossi indicano le variabili nel rispettivo range critico assegnate agli strati.



Anche se il punto di frattura è localizzato in corrispondenza di uno strato/interfaccia debole, è importante rimarcare che non è possibile determinare la stabilità generale del manto nevoso analizzando unicamente le caratteristiche di tale punto. Per dedurre la propensione alla propagazione di una frattura sono, infatti, fondamentali sia le proprietà del lastrone (porzione del manto nevoso soprastante lo strato debole) sia le caratteristiche dello strato sottostante.

Modello del manto nevoso SNOWPACK

La modellazione numerica della stabilità del manto nevoso può migliorare la risoluzione spaziale e temporale dei dati a disposizione dei previsori valanghe (Lehning et al., 1999). Le simulazioni possono essere aggiornate su base oraria e, contrariamente ai profili eseguiti manualmente, i dati sono disponibili anche durante periodi di elevato pericolo valanghe e da aree remote. Il modello numerico unidimensionale del manto nevoso

SNOWPACK viene utilizzato in diversi Paesi (per es. Svizzera, Italia, Canada, Giappone) per supportare i previsori nel valutare il pericolo valanghe.

Il modello calcola la stratigrafia del manto nevoso e la sua evoluzione temporale utilizzando dati provenienti da stazioni nivo-meteorologiche automatiche (Lehning et al., 1999; Bartelt e Lehning, 2002; Lehning et al., 2002a,b). SNOWPACK fornisce le proprietà fisiche e le caratteristiche microstrutturali di ogni strato presente all'interno del manto nevoso.

La stratigrafia della neve calcolata numericamente, ossia il profilo simulato del manto nevoso, è comparabile a un profilo rilevato manualmente, anche se la sua risoluzione è più elevata, cioè gli strati sono tipicamente più sottili che non nei profili manuali.

Ad ogni modo, per la corretta interpretazione di un profilo simulato, vi sono alcune differenze fondamentali con i profili manuali che devono essere tenute in considerazione (per es. nei profili simulati la dimensione dei grani della neve fresca

è fittizia). Studi sulla concordanza tra le simulazioni di SNOWPACK e quanto misurato sul campo hanno mostrato risultati soddisfacenti.

In particolare, la verifica delle simulazioni effettuata per il bacino superiore del Cordevole (Belluno, Italia), medesima area di studio presa in esame nel presente lavoro (Fig. 3), ha evidenziato come le caratteristiche della neve simulata concordavano con le osservazioni manuali nel 72% dei casi (Monti et al., 2009).

Fig. 3 - Mappa dell'aria di studio, nel territorio di Arabba (Italia). Sono indicate: la stazione meteo automatica e il campo neve di Monti Altì di Ornella (MORN), il campo neve di Passo Pordoi (PORD) (fonte della mappa: Regione del Veneto - Segreteria Regionale per le Infrastrutture Unità di Progetto per il Sistema Informativo Territoriale e la Cartografia).

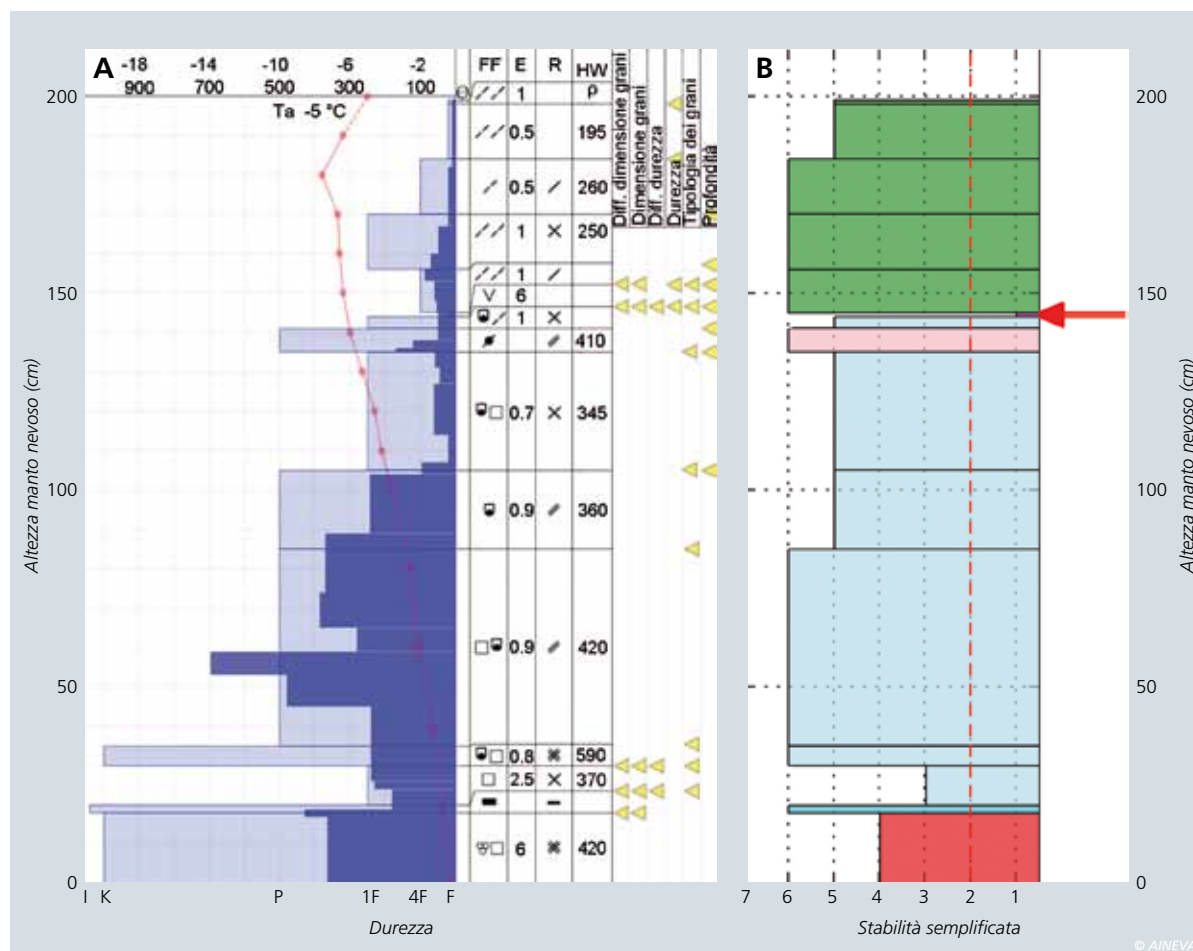
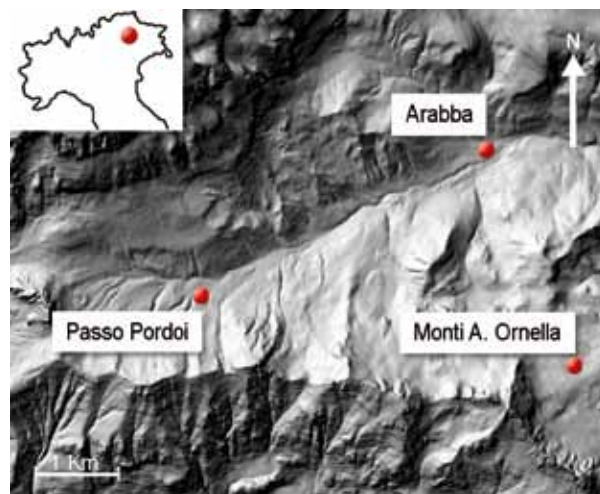


Fig. 4 - (A) Profilo del manto nevoso osservato manualmente presso il campo neve di Monti Altì d'Ornella il 28 gennaio 2009 (visualizzato con YETI NIK). Sulla sinistra si possono osservare i profili dei test di durezza della mano (azzurro) e della sonda penetrometrica (blu). In seguito sono riportate le caratteristiche degli strati (tipologia dei grani, dimensione dei grani, durezza e densità). I triangoli gialli indicano le variabili presenti nel rispettivo intervallo critico e assegnate alle interfacce. (B) Profilo semplificato della stabilità. Le variabili critiche sono state assegnate agli strati. Il colore degli strati indica la tipologia principale dei grani, in accordo con Fierz et al. (2009). La freccia rossa individua l'interfaccia con più di 5 variabili critiche.

Obiettivi

Obiettivo del presente lavoro è definire un nuovo metodo per visualizzare la *somma delle variabili critiche* che:

a) fornisca direttamente e intuitivamente informazioni sull'instabilità strutturale del manto nevoso (caratterizzato da un profilo stratigrafico);

b) possa essere applicato sia a profili manuali che simulati.

Lo scopo finale è quello di rendere l'interpretazione dei profili del manto nevoso più veloce e oggettiva e aumentare le funzionalità di SNOWPACK come strumento di supporto decisionale ai previsori valanghe.

METODI

Il metodo della somma delle variabili critiche applicato a SNOWPACK

I range utilizzati per la *somma delle variabili critiche* proposti da Schweizer e Jamieson (2007) sono stati adattati in modo da rispecchiare le procedure di osservazione in uso presso i servizi di previsione valanghe italiani (fig 1).

Le variazioni riguardano i valori soglia del test di durezza della mano, la differenza di durezza in corrispondenza di un'interfaccia e lo spessore critico del lastrone. Inoltre, a causa delle differenze tra le caratteristiche della neve simulate e rilevate, si è dovuto tarare i range critici in modo da poterli utilizzare con SNOWPACK. In generale, nei profili manuali, gli strati presentano caratteristiche significativamente differenti che li rendono registrabili come distinti dagli osservatori. Le simulazioni hanno invece una risoluzione maggiore, quindi le differenze tra i vari strati sono meno marcate. Per questa ragione, i va-

lori che definiscono le differenze critiche tra due strati simulati devono essere modificati. Il valore critico per la differenza di dimensione dei grani è espresso in millimetri (Schweizer et al., 2008). Tale definizione non tiene conto del fatto che la differenza tra due grani va messa in relazione anche con le loro dimensioni. Se quest'aspetto può essere trascurato nei profili manuali, va invece considerato per quelli simulati, dove le differenze tendono a essere minori. Abbiamo dunque deciso di esprimere la differenza di dimensione dei grani in modo relativo, individuando nel 40% di differenza la soglia critica:

$$\Delta e = \frac{e_2 - e_1}{e_1} > 0.4$$

dove e_1 è il valore di dimensione dei grani minore ed e_2 è il valore di dimensione dei grani maggiore.

Analogamente sono stati corretti i valori critici per l'indice di durezza con il test della mano e la sua differenza tra strati adiacenti. Non si sono rese necessarie modifiche per la variabile riferita alla tipologia di grani (persistenti). La fig 1 riporta i range critici utilizzati sia per i profili rilevati **manualmente che simulati**.

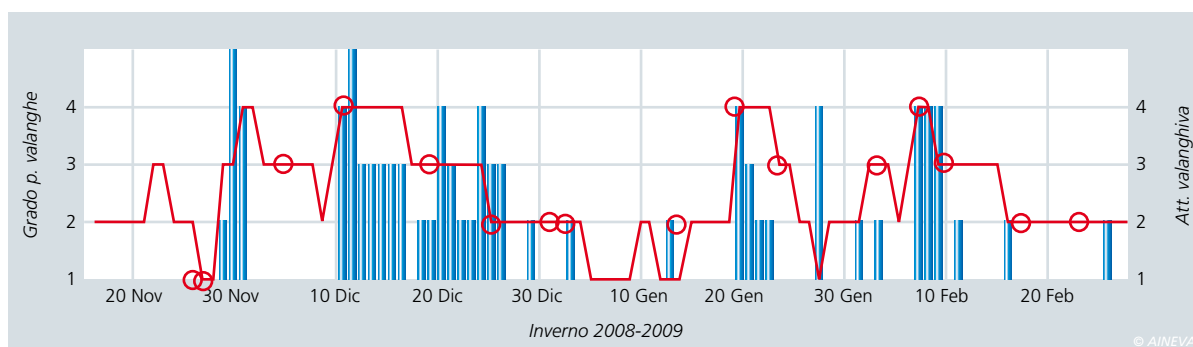
Profilo semplificato della stabilità

In questi ultimi anni alcuni servizi di previsione valanghe nazionali (p.e. Svizzera e Italia) hanno integrato il metodo dalla somma dei valori soglia nel loro visualizzatore dei profili stratigrafici, considerandolo utile per l'analisi dei profili. Anche il software italiano YETI NIK è in grado di visualizzare il numero di variabili critiche (comunemente conosciuti come lemn) per una determinata interfaccia,

seguendo lo schema descritto in precedenza (Fig. 4A).

La rappresentazione grafica proposta in questo lavoro prevede invece l'assegnazione delle sei variabili strutturali critiche ai singoli strati sulla base delle seguenti regole: (i) le variabili che già si riferiscono alle proprietà dello strato vengono assegnate allo strato stesso; (ii) le variabili che si riferiscono alle interfacce generate da due strati adiacenti vengono assegnate al più soffice tra i due strati (in base all'indice di durezza del test della mano); nel caso due strati adiacenti avessero lo stesso indice di durezza, le variabili dell'interfaccia sono assegnate allo strato superiore, poiché la sollecitazione indotta da uno sciatore diminuisce con l'aumento della profondità ed è dunque maggiore nello strato superiore che non in quello inferiore; (iii) la variabile per la profondità critica è assegnata a tutti gli strati che si trovano all'interno (anche parzialmente) del rispettivo range (Fig. 2C). Seguendo queste regole è possibile definire un profilo semplificato della stabilità (Fig. 4B). Per ottenere un grafico simile a quello classicamente utilizzato per visualizzare la durezza del manto nevoso, il profilo di stabilità semplificato evidenzia il numero di variabili strutturali di un determinato strato che non sono comprese nel range critico. Per esempio, se per un determinato strato il numero di variabili strutturali nel range critico è 5, il valore di stabilità (SSD) assegnato allo strato è $7-5=2$. In modo da avere 1 come valore minimo di stabilità invece di 0, il numero di variabili viene sottratto da 7 invece che dal numero massimo di variabili nel range critico (6). Di conseguenza, il valore di SSD varia da 1, per gli strati potenzialmente

Fig. 5 - Grado del pericolo valanghe regionale e indice dell'attività valanghiva registrato presso Monti Altì d'Ornella durante l'inverno 2008-2009. I cerchi indicano i giorni per i quali sono disponibili i profili manuali. Il grado di pericolo valanghe (linea rossa) varia da 1 a 4, corrispondente a: Debole, Moderato, Marcato e Forte. L'indice di attività valanghiva (barre) per l'area di Arabba è distinto nelle classi: 0: nessuna valanga osservata; 1: osservate piccole valanghe (valanghe a debole coesione); 2: osservate valanghe spontanee di media grandezza; 3: osservate molte valanghe spontanee di media grandezza; 4: osservata singola valanga spontanea di grandi dimensioni; 5: osservate molte valanghe spontanee di grandi dimensioni.



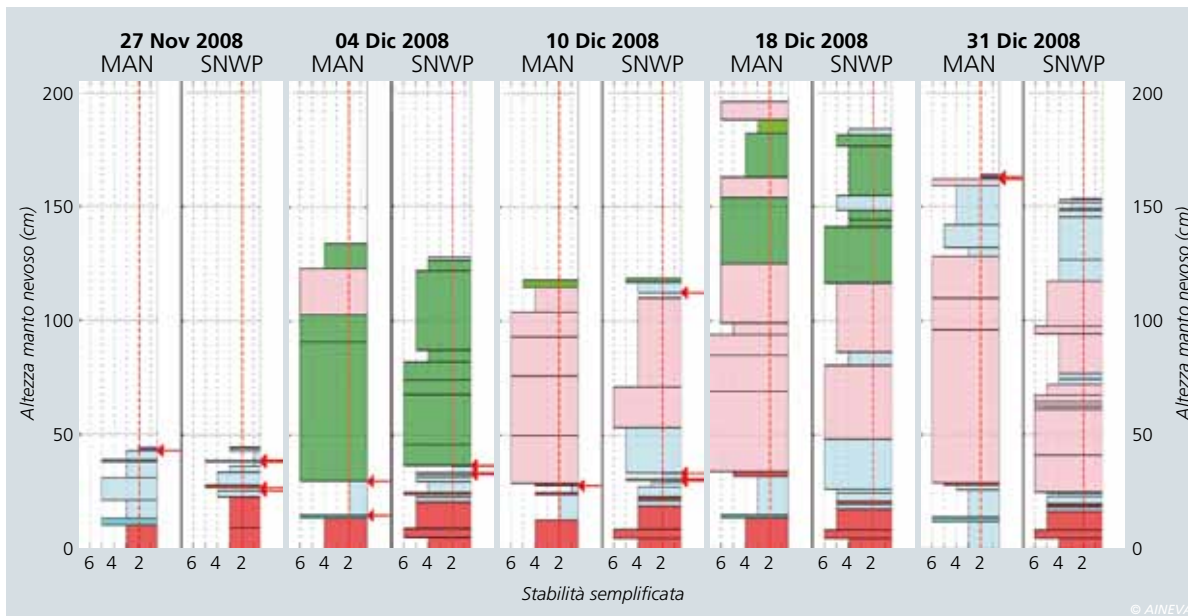


Fig. 6 - Profili semplificati della stabilità, per la stazione di Monti Altissimi di Ornella, raccolti il 27 novembre, 4, 10, 18 e 31 dicembre 2008. Per ogni data è visualizzato il profilo osservato manualmente (MAN) e simulato (SNWP).

più instabili, a 7 per quelli più stabili. In accordo con Schweizer e Jamieson (2007), gli strati con $SSD \leq 2$ sono considerati potenzialmente instabili. Inoltre, le frecce a lato del profilo indicano tutte le interfacce con $SSD \leq 2$. I colori assegnati ai vari strati si riferiscono alla tipologia primaria dei grani formanti lo strato stesso, in accordo con lo schema dei colori proposto nella classificazione internazionale della neve al suolo (Fierz et al., 2009).

Caso di studio: inverno 2008-2009 nelle Dolomiti Venete

L'inverno 2008-2009 (da dicembre a febbraio), caratterizzato da nevicate eccezionali sui versanti meridionali delle Alpi europee (Valt e Cianfarra, 2009), rappresenta un periodo ideale sul quale testare la visualizzazione semplificata della stabilità appena proposta.

Sono stati confrontati 16 profili rilevati tradizionalmente (Cagnati, 2003) con i profili simulati ottenuti da SNOWPACK. Tutti i profili tradizionali sono stati eseguiti in aree di studio situate nel bacino superiore del Cordevole: vicino alla stazione meteo automatica (AMS) di Monti Altissimi di Ornella (MORN), a 2250 m s.l.m. (utilizzata per le simulazioni di SNOWPACK) e presso la stazione del Passo Pordoi (PORD) (2142 m s.l.m.) (Fig. 3). Come termine di paragone alla *somma delle variabili critiche*, applicata sia ai profili tradizionali che simulati, è stato utilizzato il grado

di pericolo valanghe verificato. La verifica del grado di pericolo ha comportato l'ind-casting delle condizioni di stabilità secondo l'approccio sinottico convenzionale (LaChapelle, 1980). Si sono presi in considerazione i profili stratigrafici tradizionali, i dati sulla frequenza delle valanghe e le condizioni meteo. Inoltre, a supporto della verifica, sono stati utilizzati i bollettini sulla stabilità redatti per i comuni e la Protezione Civile.

RISULTATI

28 novembre - 2 dicembre 2008 e 10-12 dicembre 2008

Due periodi d'intense nevicate (28 novembre - 2 dicembre 2008 e 10 - 12 dicembre 2008) hanno innescato il primo e il secondo ciclo di valanghe della stagione. Ad inizio stagione la parte superiore del manto nevoso era formata da diversi strati deboli costituiti da tipi di grani persistenti, mentre forme di fusione (MF) caratterizzavano gli strati più prossimi al terreno. Diverse osservazioni hanno riportato anche la formazione di uno strato di brina di superficie (SH) nelle notti tra il 25 il 27 novembre 2008.

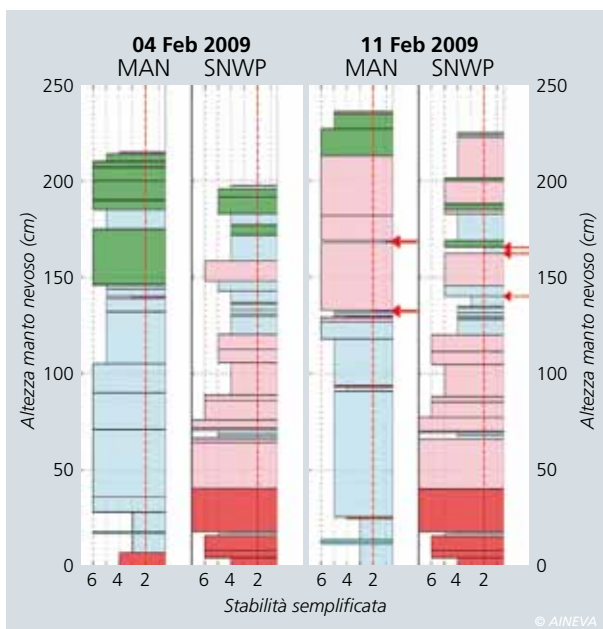
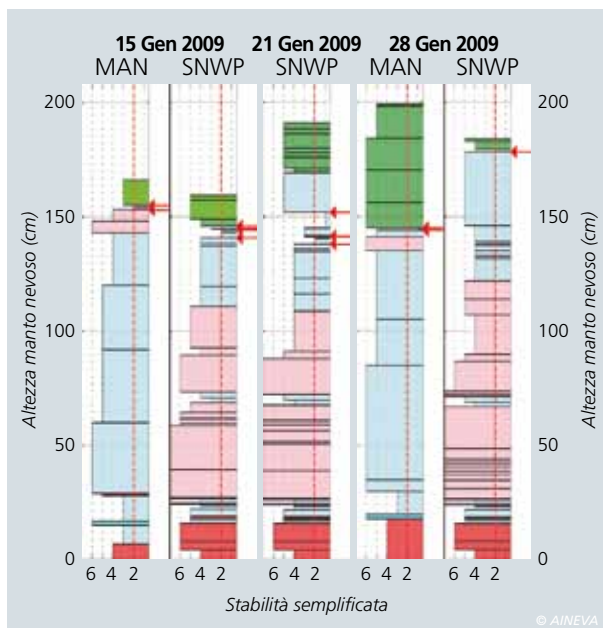
A causa della scarsa copertura nevosa e della sua distribuzione ancora irregolare, non è stata registrata alcuna attività valanghiva fino al termine di novembre (Fig. 5). Dal 28 novembre 2008 inizia a nevicare e la neve recente va quindi a posarsi su un manto nevoso sottile e

fragile. La sera del 29 novembre 2008 si verificano numerose grandi valanghe che raggiungono il fondovalle. Le valanghe di maggiori dimensioni sono state registrate l'1 dicembre 2008. Un secondo ciclo di valanghe ha inizio durante il secondo periodo di forti nevicate (10 - 12 dicembre 2008) e termina gradualmente intorno al 16 dicembre 2008. In entrambi i periodi, sono state osservate valanghe con un tempo di ritorno di 20 anni. Nei giorni seguenti la temperatura dell'aria e della neve aumenta. Alle altitudini inferiori, il manto nevoso, caratterizzato da neve umida alla base, diventa instabile. Alla quota delle due aree di studio (circa 2200 m s.l.m.), l'effetto del riscaldamento non è molto pronunciato e dunque la sua influenza sulla stabilità della neve è limitata. Questo ciclo termina verso il 27 dicembre 2008.

Per questo periodo sono disponibili nove profili stratigrafici tradizionali, quattro ricavati dall'area di studio di PORD e cinque dall'area di studio vicino alla stazione automatizzata di MORN. In Figura 6 sono visibili sia i profili tradizionali di MORN sia le rispettive simulazioni effettuate con SNOWPACK.

Il 27 novembre 2008 l'instabilità strutturale nella parte più profonda del manto nevoso è già visibile nei profili sia tradizionali sia simulati.

Il profilo del 4 dicembre 2008, eseguito dopo il primo episodio nevoso, evidenzia



Dall'alto:

Fig. 7 - Profili semplificati della stabilità, per la stazione Monti Alti di Onella, raccolti il 15, 21 e 28 Gennaio 2009. Nessun profilo tradizionale era disponibile per il 21 Gennaio 2009, giorno con il picco massimo di attività valanghiva.

Fig. 8 - Profili semplificati della stabilità, per la stazione Monti Alti di Onella, raccolti il 4 e 11 febbraio 2009.

strati ben consolidati nella parte centrale e superiore del manto, ma anche alcuni strati potenzialmente critici, con tipi di grani persistenti, nella porzione inferiore del manto nevoso. L'analisi dell'instabilità strutturale produce gli stessi risultati, sia utilizzando i profili tradizionali che quelli simulati (Fig. 6).

Anche per il 10 dicembre 2008 le condizioni di stabilità reale del manto nevoso si possono correttamente desumere sia dal profilo tradizionale che dalle simulazioni. Il profilo fornito da SNOWPACK evidenzia uno strato debole a pochi centimetri sotto la superficie. Non si hanno indicazioni sulla reale esistenza di questo strato debole, non essendo stato osservato sul

campo. Tuttavia, visto lo scarso spessore del lastrone soprastante, tale discrepanza non ha avuto alcun effetto sulla stima della stabilità nel suo insieme. Simulazioni e profili in campo indicano un progressivo aumento della stabilità dal 18 dicembre 2008 (MORN) (Fig. 6) che si completa attorno al 31 dicembre 2008. Nei profili tradizionali gli strati basali sono indicati più deboli che non nel profilo simulato. Tuttavia, il numero di variabili strutturali nel range critico non è tale da indicare criticità.

19-22 gennaio 2009

Il successivo periodo di forte attività valanghiva è legato alle nevicate (60-70 cm di neve fresca) del 19-22 gennaio 2009. Prima dell'evento, la superficie del manto nevoso era costituita da cristalli sfaccettati (FC) sovrastanti uno strato di brina di superficie (SH). I grani sfaccettati (FC) e la brina di superficie (SH) sono il risultato di un periodo di freddo intenso verificatosi nella prima decade di gennaio 2009. Le prime valanghe si staccano dai pendii più ripidi nel tardo pomeriggio del 20 gennaio 2009 e l'attività valanghiva perdura anche nei 2-3 giorni successivi (Valt e Pesaresi, 2009).

Le condizioni precedenti il periodo valanghivo sono descritte dal profilo stratigrafico del 15 gennaio 2009 (MORN) (Fig. 7). Nel profilo simulato la crescita cinetica dei cristalli è meno pronunciata.

Tuttavia, la stabilità che è possibile derivare dal profilo simulato e tradizionale è abbastanza simile (Fig. 7). Gli strati inferiori e centrali del manto nevoso sono piuttosto ben consolidati. La durezza degli strati in prossimità del terreno è bassa, ma il numero di variabili nel range critico non è sufficiente per classificare tali strati come instabili.

Sia nei profili tradizionali che simulati, è chiaramente evidenziato lo strato di brina di superficie (SH) sepolta, a circa 20 cm dalla superficie, che ha creato l'instabilità (Fig. 7). Nella simulazione con SNOWPACK la durezza dello strato di brina di superficie (SH) è leggermente più elevata rispetto alla durezza dello strato

adiacente costituito da cristalli sfaccettati (FC). Di conseguenza, le variabili critiche che descrivono le proprietà del punto di contatto sono state assegnate allo strato di cristalli sfaccettati. Tuttavia, la parte instabile del manto nevoso è stata chiaramente identificata dal modello.

Nel profilo del 28 gennaio 2009 (MORN) è ancora presente lo strato di brina di superficie (SH) sepolta (così come lo era stato due giorni prima nel profilo registrato a PORD) ed è sempre segnalato come instabile. In realtà la stabilità della neve nel suo insieme è notevolmente migliorata, come evidenziato sia dal grado di pericolo valanghe sia dall'indice di attività valanghiva (Fig. 5).

Il modello SNOWPACK suggerisce, invece, un marcato ritorno a condizioni piuttosto stabili. Nel profilo simulato del 28 gennaio 2009, la porzione più debole è ancora quella intorno allo strato di brina di superficie (SH) sepolta, ma il numero di variabili nel range critico non è sufficiente a indicare condizioni instabili come invece era possibile vedere nel profilo simulato del 21 gennaio 2009 (Fig. 7).

6-8 febbraio 2009

L'ultimo periodo esaminato ha inizio con una nevicata tra il 6 e il 7 febbraio 2009. Nell'area di studio sono registrati 50 cm di neve fresca, in aggiunta ai 30 cm caduti nei giorni precedenti. Sopra il limite della vegetazione arborea forti venti da sud provocano notevoli accumuli di neve. Le precipitazioni terminano l'8 febbraio 2009 quando avvengono il maggior numero di grandi valanghe. Le instabilità sono legate alla presenza di vari strati di brina di superficie (SH) sepolta e alla presenza, a 70-90 cm dalla superficie del manto, di strati a debole coesione formati da cristalli sfaccettati (FC).

Le condizioni del manto prima dell'evento sono descritte dal profilo del 4 febbraio 2009 (MORN) (Fig. 8). Ancora una volta nel profilo simulato sono visibili più forme di crescita cinetica (nella parte centrale del manto nevoso) che non nel profilo simulato. Tuttavia, la differenza non ha avuto alcun effetto sulla valutazione della

stabilità. Gli strati intermedi e superiori del manto nevoso simulato sono leggermente meno duri dei corrispondenti osservati manualmente.

Per contro, gli strati basali nei profili manuali sono più soffici che quanto riportato nelle simulazioni.

Lo strato di brina di superficie (SH) sepolta, che aveva causato la precedente instabilità, è ancora presente sia nelle rilevazioni manuali che nelle simulazioni. Due profili sono stati realizzati nei giorni successivi al picco di attività valanghiva: l'11 febbraio (MORN) e il 16 febbraio 2009 (PORD). Nel profilo realizzato presso la stazione di MORN (Fig. 8) sono stati individuati due strati di brina di superficie (SH) sepolta ai quali è possibile ricondurre la causa d'instabilità; gli stessi strati sono stati registrati alla stazione di PORD. I profili simulati non hanno evidenziato alcuno strato di brina di superficie (SH) sepolta, ma piuttosto una serie di strati caratterizzati da modesta durezza. Tali strati sono il risultato della trasformazione degli strati di brina di superficie (SH) e degli strati di neve fresca (PP) depositatisi ai primi di febbraio.

Il profilo tradizionale del 16 febbraio 2009 (PORD) indica ancora una situazione instabile (lo strato di brina di superficie sepolta è ancora presente) che non è riscontrabile però in termini di attività valanghiva o grado di pericolo (Fig. 5). Ancora una volta, il modello SNOWPACK sembra essere in grado di simulare in modo più appropriato l'aumento della resistenza degli strati deboli di quanto si possa ricavare da un profilo stratigrafico tradizionale.

Evoluzione della stabilità durante l'inverno 2008-2009

Una valutazione più quantitativa della *somma delle variabili critiche* è offerta dal confronto con il pericolo valanghe. Per ogni profilo è stato scelto lo strato con il numero massimo di variabili nel rispettivo range critico escludendo quelli compresi nei 18 cm più superficiali poiché considerati poco influenti per la valutazione della stabilità generale (Schweizer et al., 2007). L'SSD dello strato più debole è stato quindi confrontato con il grado di pericolo valanghe verificato assegnato alla medesima data del profilo. Ogni strato con 5 – 6 variabili nel rispettivo range critico è stato classificato come instabile (Fig. 9). Al contrario, abbiamo assunto che con un grado di pericolo valanghe 1 (Debole) e 2 (Moderato) il manto nevoso sia abbastanza stabile, quindi privo di strati classificati come instabili. Con un grado di pericolo 3 (Marcato) e in particolare 4 (Forte) tali strati avrebbero invece dovuto essere presenti.

Nella Figura 9 è possibile analizzare tale confronto. Per il periodo dal 15 novembre 2008 al 28 febbraio 2009 sono stati impiegati i profili simulati da SNOWPACK a cadenza giornaliera. Anche in questo caso i profili tradizionali disponibili sono solamente 16.

Dalla Figura 9 si può osservare come SNOWPACK inizi a fornire informazioni utili sulla stabilità non appena l'altezza della neve raggiunge circa i 50 cm circa (28-29 novembre 2008). A metà dicembre i profili, **sia tradizionali che simulati, evidenziano** un ritorno a condizioni stabili prima di quanto indicato dal grado di pericolo,

il che denota un possibile sfasamento temporale del grado di pericolo stesso.

Nei giorni successivi ai cicli valanghivi di gennaio e febbraio 2009, SNOWPACK mostra di essere più sensibile al graduale incremento della resistenza degli strati deboli di quanto possano esserlo i profili tradizionali.

Il basso numero di profili tradizionali non consente un'analisi statistica pienamente significativa.

La classificazione della stabilità ricavata **sia dai profili tradizionali che da quelli simulati** è stata messa a confronto con il pericolo valanghe verificato (fig. 10). L'accuratezza (misura del successo di un modello nel suo insieme) risulta essere relativamente bassa (56% in entrambi i casi). Nel caso dei profili simulati la valutazione può essere estesa al periodo dal 15 novembre 2008 al 28 febbraio 2009 ($N = 106$) (fig. 11). L'accuratezza aumenta così al 72% anche se la probabilità di determinazione delle situazioni instabili (POD) rimane piuttosto bassa (53%).

Nei profili simulati, il numero medio di variabili strutturali nel range critico (n_{crit}) è di 4.7 nei giorni in cui il pericolo valanghe era 3 o maggiore ($N = 47$), e di 3.4 nei giorni "stabili" con un grado di pericolo valanghe 1-debole o 2-moderato (fig. 11). Tale differenza è statisticamente rilevante (U -Test, $p < 0.001$), cioè n_{crit} è chiaramente associato al grado di pericolo valanghe – o alla stabilità in generale.

DISCUSSIONE

Tre periodi d'instabilità, registrati durante la stagione invernale 2008-2009, sono stati analizzati con la *somma del-*

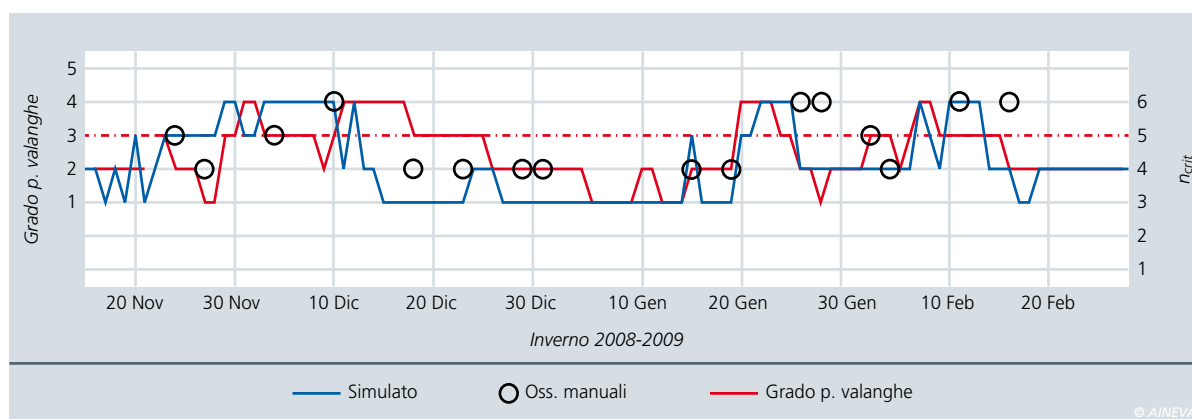


Fig. 9 - Massimo numero di variabili (per singolo strato) nel rispettivo range critico (n_{crit}) (per profili sia osservati manualmente sia simulati). La linea rossa tratteggiata indica la soglia oltre la quale uno strato è considerato instabile, in accordo con Schweizer et al. (2007), e il grado 3 del pericolo valanghe (Marcato).

le variabili critiche e la visualizzazione semplificata della stabilità, applicata sia ai profili manuali sia simulati. I 16 profili tradizionali, realizzati prima e subito dopo un periodo di elevata attività valanghiva, sono stati paragonati con i corrispondenti profili stratigrafici simulati. Nonostante le molte limitazioni, la nostra analisi preliminare consente di dimostrare l'utilità del metodo per la previsione delle valanghe. La nuova rappresentazione semplificata della stabilità riassume, in un singolo grafico, le informazioni su sei variabili

strutturali; non si tratta quindi solo di un profilo della durezza come nel caso della rappresentazione convenzionale. La principale caratteristica del metodo grafico proposto è la sua intuitività. I previsori valanghe possono interpretarlo a colpo d'occhio in quanto la rappresentazione è simile al profilo di durezza tradizionale, con cui hanno già familiarità. Rispetto alla rappresentazione classica dei lemon, la nuova visualizzazione è più completa e diretta (Fig. 4). Aver rettificato la somma delle variabili critiche in modo da poterla

applicare ai profili simulati con SNOWPACK ha permesso di ottenere risultati soddisfacenti ed ha facilitato il raffronto delle informazioni sulla stabilità deducibili dai profili manuali e simulati. Inoltre, le stime sulla stabilità ricavate dalle simulazioni risultano più sensibili alle variazioni della stabilità di quelle ottenute dai profili rilevati manualmente.

Il numero massimo di variabili nel range critico, assegnato a un qualsiasi strato di un determinato profilo simulato, risulta chiaramente legato al grado di pericolo valanghe, il che evidenzia l'utilità delle informazioni ricavabili dalle simulazioni. D'altro canto, l'accuratezza di classificazione risulta ancora limitata. L'accuratezza è comunque comparabile (e anche superiore) a quella che si può ottenere con i profili manuali. Infatti, Schweizer e Jamieson (2007) hanno messo in relazione il numero di variabili strutturali nel range critico con la stabilità del profilo stimata usando il metodo proposto da Schweizer e Wiesinger (2001) e hanno rilevato una precisione di classificazione di solo il 47%. Comunque va sempre tenuto in considerazione che, in entrambi i casi, la stima della stabilità avviene senza conoscere a priori lo strato debole (fatto superabile con un test di stabilità) il che rende il processo estremamente difficoltoso.

E' risaputo che la somma delle variabili critiche generalmente sovrastima l'instabilità (Winkler e Schweizer, 2009). Questo trend risulta meno pronunciato utilizzando i profili simulati.

Anche se nel presente studio un profilo è stato classificato come stabile o instabile semplicemente sulla base delle caratteristiche di un singolo strato, occorre tener presente che l'interpretazione di un profilo stratigrafico è un processo più complesso (Schweizer e Wiesinger, 2001). Occorre poi evidenziare le limitazioni del metodo adottato in questo lavoro: (i) il grado di pericolo valanghe riassume la situazione valanghiva in una determinata regione; è soprattutto indicativo delle condizioni di determinati pendii ad una certa quota ed esposizione. Confrontare la stabilità del profilo locale con il grado

Fig. 10 - Confronto tra la stabilità derivata dalla stratigrafia (osservata manualmente o simulata) e il grado di pericolo valanghe.

		OSSERVATI	
		"stabili" (P. valanghe ≤ 2)	"instabili" (P. valanghe ≥ 3)
PREVISTI	profili tradizionali		
	"Stabili" ($n_{crit} \leq 4$)	5	3
	"Instabili" ($n_{crit} \geq 5$)	4	4
	profili simulati		
	"Stabili" ($n_{crit} \leq 4$)	6	4
	"Instabili" ($n_{crit} \geq 5$)	3	3

© AINEVA

Fig. 11 - Confronto tra la stabilità derivata dai profili simulati e il grado di pericolo valanghe per il periodo compreso tra il 15 novembre 2008 e il 28 febbraio 2009 (N = 106).

Sono anche mostrati i valori medi del numero massimo di variabili nel rispettivo range critico (n_{crit}) assegnato ad un qualunque strato presente all'interno di profilo simulato. Il p-value (U-test di Mann-Whitney) indica se i campioni "stabili" o "instabili" provengono da due popolazioni differenti (p-value < 0.001).

profili	GRADO DEL PERICOLO VALANGHE		P
	1 e 2 ("stabili")	3 e 4 ("instabili")	
$n_{crit} \leq 4$ ("stabili")	51	22	
$n_{crit} \geq 5$ ("instabili")	8	25	
n_{crit}	3.4	4.7	< 0.001

© AINEVA





di pericolo valanghe regionale è per principio un metodo opinabile che può introdurre notevoli incertezze; (ii) la somma delle variabili critiche è un metodo ideato per valutare instabilità dovute a strati deboli persistenti e potrebbe risultare inadatto per classificare instabilità legate a neve fresca o fusione del manto nevoso.

CONCLUSIONI

Abbiamo proposto una visualizzazione semplificata della stabilità della neve che si basa su sei parametri del manto nevoso e testato il nostro approccio con profili sia raccolti manualmente sia simulati.

La nuova rappresentazione del profilo riassume le informazioni sulla stabilità ottenibili dalla stratigrafia e ne facilita un'interpretazione rapida e intuitiva. Non solo consente di evidenziare le caratteristiche dello strato debole, ma anche le proprietà strutturali del potenziale lastrone.

Aggiustando i range di criticità delle singole variabili è possibile applicare questo metodo anche ai profili simulati con il modello del manto nevoso SNOWPACK.

Le informazioni ricavate dai profili simulati hanno dimostrato di essere più sensibili alle variazioni di stabilità rispetto ai dati ottenuti dai profili manuali. Inoltre, un vantaggio dell'utilizzo del modello è che

si può facilmente ottenere una risoluzione giornaliera anche in situazioni di elevato pericolo, quando le osservazioni manuali sono solitamente impossibili. Il confronto della stabilità ottenuta dai profili simulati con il grado di pericolo valanghe ha evidenziato come questo tipo d'informazione sia significativamente associato alla stabilità reale – sebbene la precisione di classificazione non sia molto elevata (circa 70%), la bontà del metodo è comunque paragonabile a quella degli approcci più tradizionali. I risultati preliminari suggeriscono che una stima della stabilità basata sulla stratigrafia della neve simulata potrebbe benissimo integrare i tradizionali dati utilizzati per la previsione valanghe.

RINGRAZIAMENTI

Ringraziamo Giorgio Barberis per la disponibilità e per essersi adoperato ad integrare il metodo proposto nel software YETI. Ringraziamo Christoph Mitterer per l'aiuto fornito con le simulazioni e l'analisi dei dati con SNOWPACK. Ringraziamo Tiziana Corso e Walter Cagnati, che hanno raccolto i dati dei profili. Un grazie anche a Renato Zasso, Charles Fierz, Michael Lehning, Christine Groot Zwaafink, Alec van Herwijnen e Andrea Pozzi per il supporto e la consulenza.

Bibliografia

- Bartelt, P. e Lehning, M., 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning; Part I: numerical model. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35(3): 123-145.
- Cagnati, A., 2003. Strumenti di misura e metodi di osservazione nivometeorologici. Manuale per i rilevatori dei Servizi di previsione valanghe, 131 pp.
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K. e Sokratov, S.A., 2009. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hidrologia N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO IHP, Paris.
- LaChapelle, E.R., 1980. The fundamental process in conventional avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 26(94): 75-84.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, R.L. e Fierz, C., 2002a. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning; Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35(3): 169-184.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, R.L., Fierz, C. e Satyawali, P.K., 2002b. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning; Part II. Snow microstructure. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35(3): 147-167.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, R.L., Russi, T., Stöckli, U. e Zimmerli, M., 1999. Snowpack model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 30(1-3): 145-157.
- McClung, D.M., 2000. Predictions in avalanche forecasting. *Ann. Glaciol.*, 31: 377-381.
- Monti, F., Cagnati, A., Fierz, C., Lehning, M., Valt, M. e Pozzi, A., 2009. Validation of the SNOWPACK model in the Dolomites. In: J. Schweizer and A. van Herwijnen (Editors), *International Snow Science Workshop ISSW, Davos, Switzerland, 27 September - 2 October 2009*. Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL, pp. 313-317.
- Schweizer, J. e Jamieson, J.B., 2007. A threshold sum approach to stability evaluation of manual snow profiles. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 47(1-2): 50-59.
- Schweizer, J. e Wiesinger, T., 2001. Snow profile interpretation for stability evaluation. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 33(2-3): 179-188.
- Schweizer, J., Fierz, C. e Jamieson, J.B., 2005. Assessing the probability of skier triggering from snow layer properties. In: K. Elder (Editor), *Proceedings ISSW 2004. International Snow Science Workshop, Jackson Hole WY, U.S.A., 19-24 September 2004*, pp. 192-198.
- Schweizer, J., Jamieson, J.B. e Schneebeli, M., 2003. Snow avalanche formation. *Rev. Geophys.*, 41(4): 1016.
- Schweizer, J., McCammon, I. e Jamieson, J.B., 2008. Snowpack observations and fracture concepts for skier-triggering of dry-snow slab avalanches. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 51(2-3): 112-121.
- Valt, M. e Cianfarra, P., 2009. Lo straordinario inverno 2008-2009. *Neve e Valanghe, AINEVA*, 67: 4-15.
- Valt, M. e Pesaresi, D., 2009. Detecting snow avalanches with seismic stations in North-east Italy: first results of dataset analysis. In: J. Schweizer and A. van Herwijnen (Editors), *International Snow Science Workshop ISSW, Davos, Switzerland, 27 September - 2 October 2009*. Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL, pp. 458-462.
- Winkler, K. e Schweizer, J., 2009. Comparison of snow stability tests: Extended column test, rutschblock test and compression test. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 59(2-3): 217-226.

EROSIONE e DEPOSIZIONE del SUOLO MOVIMENTI del MANTO NEVOSO

Elisabetta Ceaglio^{1,2,3},
Michele Freppaz¹,
Ermanno Zanini¹,
Katrin Meusburger⁴,
Christine Alewell⁴

¹ Dipartimento di Valorizzazione e Protezione delle Risorse Agroforestali - DIVAPRA, Chimica Agraria e Pedologia, LNSA and NatRisk, University of Torino - Via Leonardo Da Vinci 44, 10095 Grugliasco (TO), Italy;

² Ufficio neve e valanghe, Assetto idrogeologico dei bacini montani, Regione Autonoma Valle d'Aosta, Loc. Amérique 44, 11020 Quart (AO), Italy;

³ Fondazione Montagna Sicura - Montagne Sûre, Villa Cameron, Località Villard de la Palud 1, 11013 Courmayeur (AO), Italy;

⁴ Institute of Environmental Geosciences, University of Basel, Bernoullistr. 30, 4056 Basel, Switzerland

In ambiente montano, oltre ai processi di deflusso delle precipitazioni, anche i movimenti della neve possono contribuire ad intensificare l'erosione del suolo. Lo scopo di questo lavoro è stato quello di quantificare il tasso di erosione del suolo attribuibile ai movimenti della neve e di confrontarlo con quello totale annuale. In un sito valanghivo, caratterizzato da intenso slittamento della neve e da frequenti valanghe a lastroni di fondo, sono stati applicati due metodi: a) metodo convenzionale, basato su misure in campo della quantità di sedimento, trasportata nella zona di accumulo da due eventi valanghivi, al fine di stimare i tassi di redistribuzione del suolo dovuti ai movimenti della neve; b) metodo del cesio-137 che permette di stimare i valori medi annuali di perdita o accumulo di suolo dal 1986, includendo dunque tutti i processi erosivi. L'accumulo di suolo derivante dai movimenti della neve (27.5 Mg ha^{-1} and 161.0 Mg ha^{-1}) risulta essere anche più intenso del tasso di deposizione totale ($12.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$); i valori di erosione del suolo, derivanti dai movimenti della neve (3.7 Mg ha^{-1} and 20.8 Mg ha^{-1}), sono comparabili con i tassi di erosione totale ($13.4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ e $8.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$); anche se la confrontabilità tra i due metodi è limitata dalla diverse scale (temporale e spaziale) utilizzate, entrambi conducono a simili valori di intensità di redistribuzione del suolo. I movimenti della neve possono essere considerati la principale forza motrice di redistribuzione del suolo in quest'area di studio. Per poter estendere questa conclusione anche ad altre aree sarebbe necessario effettuare ulteriori indagini. Tuttavia, lo studio evidenzia che i movimenti della neve dovrebbero essere considerati nella valutazione della vulnerabilità del suolo in zone montuose, dal momento che ne influenzano in maniera significativa il modello di redistribuzione.



INTRODUZIONE

I suoli in ambiente montano sono fragili e spesso scarsamente sviluppati, soprattutto a causa dell'inclinazione dei pendii e delle condizioni climatiche estreme, e sono diffusamente interessati da processi di erosione che coinvolgono principalmente gli orizzonti superficiali. I fattori principali nel determinare l'erosione del suolo sono la topografia, la copertura vegetazionale, la tessitura del suolo, le precipitazioni e l'uso del suolo (Wischmeier e Smith, 1978). L'erosione è legata principalmente ai processi di deflusso delle precipitazioni, ma, nelle zone montane, può essere intensificata anche dalla fusione del manto nevoso e dai processi relativi a movimenti della neve, quali: a) lo scivolamento lento del manto nevoso (slittamento) su una superficie liscia o su suolo umido, che può portare alla formazione di fessurazioni (glide cracks), b) valanghe di fondo, in particolare quelle che si verificano quando lo slittamento della neve, da movimento lento, diventa rapido (valanghe per scivolamento di neve). Anche il periodo di fusione della neve può contribuire in modo significativo nei processi di deflusso delle acque e di mobilitazione dei sedimenti, costituiti prevalentemente da particelle fini (<2 mm) (Lana-Renault et al., 2011). Tuttavia, il ruolo e l'importanza dei movimenti del manto nevoso, come agenti di erosione del suolo, non sono ancora ben compresi. In realtà, essi possono esercitare notevoli forze erosive: in particolare le valanghe sono in grado di trasportare quantità consistenti di detriti, soprattutto quando coinvolgono l'intero manto nevoso o scorrono su aree libere dalla neve (Luckman, 1978; Freppaz et al., 2006; Freppaz et al., 2010; Confortola et al., 2012). Il materiale trasportato dalle valanghe deve le sue origini all'erosione del suolo e della roccia presenti nella zona di distacco e lungo la zona di scorrimento (Gardner, 1983). Depositi detritici di provenienza valanghiva sono comuni in ambiente montano, a indicare l'importanza delle valanghe come agenti geomorfologici specifici. La mappatura e la quantificazione dell'e-

rosione del suolo in differenti condizioni d'uso del territorio sono state valutate in molti progetti mirati alla gestione di suoli agricoli in pianura. Tuttavia, esistono pochi studi sulla misura e quantificazione dell'erosione del suolo, effettuati o nel piano montano o in ambienti alpini caratterizzati da specifiche condizioni climatiche e topografiche (ad es.: Prasuhn et al., 2007, 2010, 2011; Meusburger et al., 2010). Inoltre, la maggior parte degli studi si concentra sulla misura dell'erosione del suolo durante il periodo vegetativo, mentre solo pochi lavori si occupano di erosione causata dai movimenti del manto nevoso (Ackroyd, 1987; Bell et al., 1990; Kohl et al., 2001; Heckmann et al., 2005; Konz, 2011; Freppaz et al., 2006 e 2010). Quindi, è opportuno raccogliere più dati sull'erosione nelle regioni alpine, per periodi di tempo più lunghi, e considerando tutte le stagioni. Volendo tener conto del tasso di redistribuzione del suolo, imputabile alla "stagione nevosa", convenzionalmente, essa può essere valutata mediante la misura dei sedimenti trasportati nelle zone di accumulo dai movimenti della neve (scivolamento lento della neve e valanghe di fondo), considerando sia i detriti grossolani, sia il materiale fine. D'altra parte si può misurare l'erosione annuale del suolo in aree montuose tramite tecniche isotopiche basate sull'uso di radionuclidi da fallout (FRNs) come ^{137}Cs , ^7Be and ^{210}Pb (Mabit et al., 2008a). I radionuclidi da fallout, in particolare il Cesio-137, hanno dimostrato di essere traccianti molto potenti dei movimenti del suolo nel territorio; l'utilizzo di questa metodologia può integrare gli approcci convenzionali. La presenza di ^{137}Cs nel suolo può essere imputabile sia ai test nucleari degli anni 1960 sia all'incidente del reattore nucleare di Chernobyl (26 aprile 1986). L'input al suolo di ^{137}Cs proveniente da Chernobyl fu altamente dipendente dalla distribuzione delle precipitazioni avvenute nei giorni successivi l'incidente, che determinò un'elevata eterogeneità, a scala regionale, nella distribuzione del ^{137}Cs . Tuttavia, per un bacino di piccole dimensioni o per un singolo pendio si può

assumere una distribuzione delle precipitazioni omogenea. Dopo la deposizione a terra, il ^{137}Cs va rapidamente e fortemente a legarsi con le particelle fini del suolo; ne deriva che la sua redistribuzione è principalmente legata ai processi erosivi. La misura del ^{137}Cs presente è utilizzata per stimare i tassi di erosione e di deposizione del suolo, basandosi sul confronto tra le concentrazioni di ^{137}Cs misurate in singoli punti di campionamento e la concentrazione misurata in un sito di riferimento, rappresentativo dell'input locale da fallout. Il sito di riferimento non deve essere soggetto a processi erosivi né di deposizione. Se la concentrazione di ^{137}Cs , misurata per un punto di campionamento, è inferiore al valore di riferimento, allora è indicativa di erosione, se è maggiore, indica deposizione. Per convertire le misure di ^{137}Cs in tassi di erosione e deposizione del suolo, esistono diversi metodi, basati sia su relazioni empiriche, sia su modelli teorici (Walling e He, 1999).

Lo scopo di questo studio è stato quello di quantificare i valori di erosione e deposizione del suolo correlati ai movimenti della neve (scivolamento del manto nevoso e valanghe di fondo) tramite misure di campo convenzionali, effettuate nella zona di accumulo di una valanga.

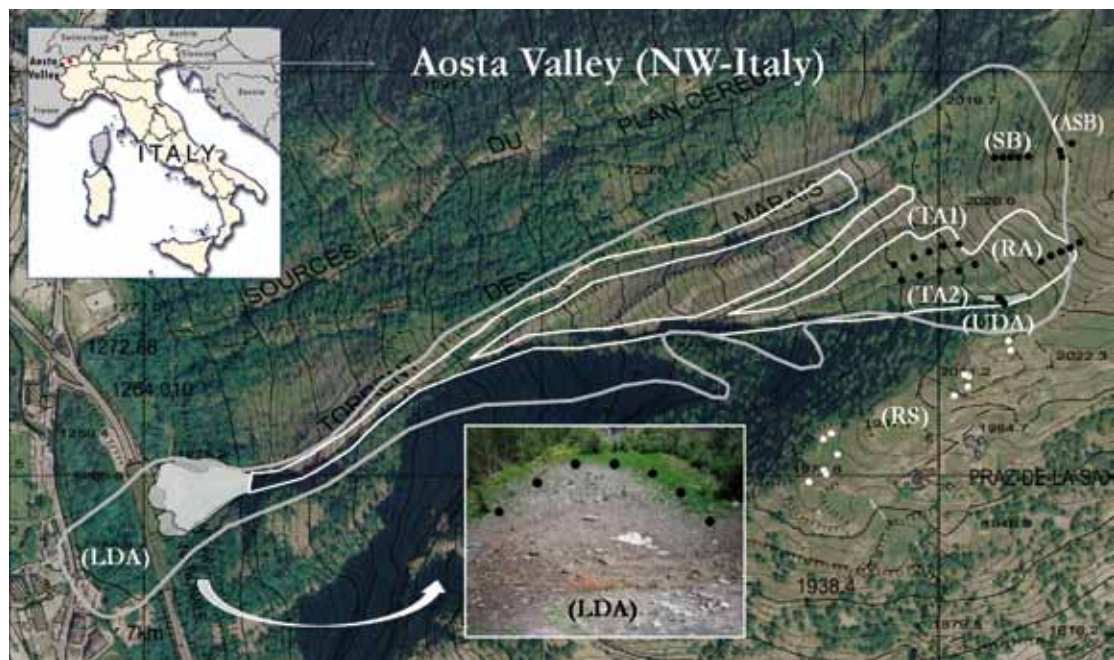
Inoltre, i valori annuali di redistribuzione del suolo, in diversi siti dell'area di studio, sono stati valutati con il metodo del ^{137}Cs , che restituisce il valore cumulato di perdita/accumulo di suolo dal 1986, includendo tutti i processi di erosione.

La nostra ipotesi è che la combinazione dei due approcci possa fornire informazioni sull'importanza relativa dei movimenti della neve sull'erosione del suolo, rispetto ai processi di deflusso delle acque.

MATERIALI E METODI - AREA DI STUDIO

Il bacino idrografico indagato (24.6 ettari) si trova nella parte nord-occidentale della Regione Autonoma Valle d'Aosta, molto vicino al massiccio del Monte Bianco (4810 m slm), nel comune di Courmayeur. L'area di studio è un sito valanghivo denominato "Torrent des Marais", che percorre

un pendio esposto a ovest, da 2115 m a 1250 m slm (Fig. 1). In questo sito, oltre a valanghe di neve asciutta, si verificano anche valanghe a lastroni di fondo (per scivolamento di neve), più frequenti durante la primavera, e talvolta nel tardo autunno. Le aree di distacco e scorrimento sono caratterizzate da intenso slittamento della neve, dalla formazione di fessurazioni e da evidenti segni di erosione superficiale del suolo. Le valanghe di fondo coinvolgono spesso il suolo sottostante, con la rimozione, il successivo trasporto e l'accumulo nelle zone di deposizione, degli orizzonti superficiali insieme a detriti rocciosi e materiale vegetale. Secondo il Catasto valanghe della Regione Autonoma Valle d'Aosta, negli ultimi quattro anni, la frequenza delle valanghe di fondo nell'area investigata sembra essere aumentata: per ognuno degli ultimi quattro inverni abbiamo avuto un evento documentato, mentre i dati registrati nel Catasto regionale negli ultimi quattro decenni indicano solo poche valanghe di fondo, di neve bagnata. Gli ultimi eventi hanno avuto luogo durante stagioni invernali con diverse condizioni di innevamento (2007/2008: ridotto innevamento; 2008/2009 e 2009/2010: abbondante innevamento; 2010/2011: ridotto innevamento) e l'ultimo di questi si è verificato in autunno, invece che in primavera. Tuttavia, è necessario considerare che, storicamente, il Catasto regionale valanghe è stato utilizzato principalmente per registrare gli eventi che hanno coinvolto le attività antropiche; solo negli ultimi sei anni la raccolta dati per il Catasto valanghe è stata migliorata con lo scopo di raccogliere il maggior numero possibile di eventi valanghivi. Inoltre, dalle interviste con la gente del posto emerge che la frequenza di questo tipo di eventi valanghivi (per scivolamento di neve) negli ultimi decenni è stata costante e quasi annuale. L'area di studio descritta, secondo il Catasto valanghe, si trova sul confine tra due comprensori più grandi: Val Ferret e Morgex. Le aree di distacco e scorrimento degli eventi valanghivi (inclinazione > 15°), registrate nel Catasto



valanghe dal 1970, sono state intersecate (ArcGis 9 - ArcMap versione 9.2) con le classi vegetazionali, ottenute dalla carta dell'uso del suolo disponibile per la Regione Autonoma Valle d'Aosta. È risultato che il 34% delle aree di distacco e scorrimento delle valanghe è caratterizzato da pascoli alpini, i più inclini, grazie alla loro bassa rugosità, al distacco di valanghe di fondo e relativi processi erosivi del suolo, il 2% da prati da fieno e l'8% da arbusti nani (in ordine di crescente coefficiente di rugosità).

La zona di distacco della valanga (RA) è caratterizzata da pendenza media di 30° e copertura vegetazionale costituita da pascoli parzialmente abbandonati. La zona di scorrimento (TA) s'incanala gradualmente (>35° di inclinazione), la copertura vegetazionale è primariamente costituita da prateria alpina e, nelle zone più ripide, da rocce e suolo nudo. Nella zona di accumulo della valanga (LDA) la pendenza gradualmente diminuisce ed è presente una galleria paravalanghe, costruita nel 1970 per proteggere la strada statale. Oltre a questa zona di accumulo principale, c'è una zona di deposizione secondaria (UDA) a 2015 m slm, posta appena sotto la zona di distacco. Una porzione della zona di distacco è protetta con dei ponti da neve (protezioni di difesa attiva) costruiti dal 1974: in questo settore (SB), la copertura vegetale è caratterizzata prin-

cipalmente da arbusti nani (*Vaccinium myrtillus*, *Rhododendron ferrugineum*) e rinnovazione di larice (*Larix decidua*). Appena sopra i ponti da neve, a 2110 m slm, c'è una zona (ASB), dove la pendenza diminuisce leggermente, poi il pendio soprastante è di nuovo ripido.

Il substrato roccioso è costituito principalmente da scisti neri argillici e da arenarie calcaree e, localmente, da graniti porfirici. I dati meteorologici sono registrati da una stazione meteorologica automatica (2076 m slm) dell'Ufficio Centro Funzionale (UCF) - Regione Autonoma Valle d'Aosta (VDA), che si trova molto vicino all'area di studio. In questa stazione, il valore di precipitazione media annua è di 840 mm (periodo 1995-2010) e la temperatura media annua dell'aria è pari a +2,8 °C (periodo 1993-2010) (Fonte: UCF-VDA). La media annua di precipitazioni nevose cumulate è di 275 cm a 1250 m slm (periodo 1937-1995) e di circa 450 cm a 2000 m slm (Fonte: SMS, 2003).

Durante la prima decade di maggio del 1986, pochi giorni dopo l'incidente di Chernobyl, l'Italia nord-occidentale fu investita dal fallout radioattivo, avvenuto sotto forma di deposizioni sia umide, sia secche; in particolare l'area di studio fu interessata da una precipitazione stimata in 5-10 mm di pioggia. Dopo una serie di campionamenti, effettuati in Valle d'Aosta nel periodo 2001-2004 da ARPA Valle d'A-

Fig. 1 - Sito valanghivo denominato "Torrent de Marais - Mont de la Saxe" - linea grigia: perimetro del massimo evento registrato nel Catasto regionale valanghe della Regione Autonoma Valle d'Aosta; linea bianca: perimetri delle zone di distacco e scorrimento degli eventi registrati nel 2009 e 2010; aree in grigio (chiaro e scuro): depositi degli stessi eventi (fonte: RAVDA-Ufficio Valanghe); cerchi bianchi: punti di campionamento dei suoli nel sito di riferimento (RS = Reference Site); cerchi neri: punti di campionamento, per la valutazione dei valori di redistribuzione del suolo, in: zona di distacco della valanga (RA = Release Area), zona di scorrimento (TA = Track Area), zona tra i ponti da neve (SB = Snow Bridge area), area sopra i ponti da neve (ASB = Above Snow Bridge area), zona di accumulo superiore (UDA = Upper Deposition Area), zona di accumulo principale (LDA = Lower Deposition Area).

Fig. 2 - Deposito di neve nella zona di accumulo principale della valanga (LDA): evento del 2009. Sulla destra un particolare del metodo di campionamento della superficie del deposito (sopra) e della parte interna (sotto); a sinistra la buca scavata nel deposito fino al suolo.



osta, la concentrazione di ^{137}Cs nel suolo fu stimata rientrare nel range 1000-6000 Bq m⁻² (Agnesod et al., 2006).

Inoltre, nella vicina Regione Piemonte, fu stimato che di tutto il cesio accumulato nel suolo, la deposizione umida derivante da Chernobyl rappresentava l'84%, il 9% era attribuibile ai fallout pre-Chernobyl (test nucleari) e il 7% alla deposizione secca da Chernobyl (Facchinelli et al., 2002). Grazie alla vicinanza tra le due Regioni, possiamo considerare questi dati attribuibili anche alla nostra area di studio. Quest'assunzione risulta importante perché, se l'input di ^{137}Cs derivante da Chernobyl è considerevolmente maggiore rispetto all'input proveniente dai test atomici degli anni 1960, allora il ^{137}Cs misurato nell'area di studio riflette principalmente l'erosione del suolo verificatasi dopo il 1986.

METODOLOGIE

Campionamento nella zona di deposito della valanga

In questo lavoro sono state considerate due valanghe a lastroni di fondo per scioglimento di neve: (a) una verificatasi durante la stagione invernale 2008-2009 (1 marzo 2009) e (b) l'altra nell'inverno 2009-2010 (17 marzo 2010). Entrambe le valanghe hanno determinato erosione del suolo, con la formazione di depositi di neve molto sporchi nelle zone di accumulo (LDA-UDA) (Fig. 2). L'area delle zone di distacco e scorrimento è stata calcolata con il GIS, tramite georeferenziazione delle fotografie scattate dopo gli eventi valanghivi. La superficie della zona di ac-

cumulo (LDA) e l'altezza del deposito sono state determinate in campo non appena raggiunto un sufficiente livello di sicurezza. Il perimetro è stato misurato mediante GPS. Le altezze del deposito (n=6), per calcolarne il volume, sono state misurate con una sonda da 3.5 m. Ai fini della stima del sedimento trasportato, i depositi sono stati campionati due volte: 17 marzo e 19 maggio nel 2009; 2 aprile e 17 maggio nel 2010. La neve, nella zona di accumulo LDA, è stata campionata secondo una griglia regolare di punti. Nel 2009 i punti di campionamento sono stati distribuiti con una griglia di maglia 7×7 m, durante il primo rilievo (17 marzo (n=58)), poi con una griglia di 15×15 m, durante il secondo campionamento (19 maggio (n=10)). Nel 2010 il campionamento è stato condotto ad una risoluzione spaziale inferiore, con una maglia di 20×20 m in entrambi i rilievi (2 aprile (n=8), 17 maggio (n=6)). I punti di campionamento sono stati mappati con il GPS (accuratezza <5 m). Per ogni punto sono stati prelevati due campioni: uno in superficie e uno all'interno del deposito, al fine di indagare la distribuzione verticale dei sedimenti. I campioni superficiali sono stati raccolti mantenendo costante la superficie di prelievo ed utilizzando una maschera di legno rettangolare, scelta di piccole dimensioni (0,15×0,15 m) al fine di: a) rendere più facile e veloce il campionamento, dal momento che la zona di accumulo della valanga è una zona comunque pericolosa; b) cercare di evitare l'estrema irregolarità topografica della superficie del deposito. I campioni di neve all'interno del deposito sono stati

raccolti a 0.20 m sotto la superficie, con un barattolo di plastica (volume fisso di 0.15 dm³). Inoltre, nel 2009, è stata scavata una buca fino a terra: 5 campioni (0.15 dm³) sono stati raccolti al fine di analizzare la distribuzione dei sedimenti lungo tutta l'altezza (Fig. 2).

Durante i campionamenti si è osservato che la maggior parte dei sedimenti era costituita da "suolo", una miscela di piccole particelle minerali e organiche. Dal campionamento sono stati esclusi residui organici, rocce e zolle di suolo con un diametro maggiore di 5 cm.

Stima dei tassi di redistribuzione del suolo tramite i dati raccolti nella zona di accumulo della valanga

I campioni, raccolti nell'area di accumulo LDA, una volta fusa la neve, sono stati filtrati utilizzando una pompa a vuoto con filtri da 0.45 μm. Il materiale filtrato è stato essiccato (stufa a 40 °C) e pesato, al fine di ottenere valori medi di concentrazione del sedimento (C). Tali valori sono stati quindi moltiplicati per il volume del deposito della valanga (V), per quantificare l'accumulo totale di sedimento, che è stato calcolato sia per lo strato superficiale del deposito (V = area del deposito × profondità dello strato superficiale campionato, stimato con il valore costante di 0.02 m), sia per il resto del deposito (V = area del deposito × altezza media del deposito). Il valore medio di deposizione del sedimento è stato calcolato dividendo l'accumulo totale per l'area del deposito di ogni evento. Questo valore è stato quindi trasformato in incremento di suolo, dividendolo per il valore di densità media del materiale non consolidato, pari a 1200 kg m⁻³ (Freppaz et al., 2010). Il valore medio di erosione per ciascun evento è stato calcolato dividendo l'accumulo totale di sedimento per la somma delle aree di scorrimento e accumulo degli eventi valanghivi. Per quanto riguarda i valori medi di concentrazione del sedimento (C), l'errore standard calcolato (± SE) è stato esteso anche ai valori di deposizione ed erosione.

Campionamento dei suoli lungo il percorso valanghivo

I campioni di suolo sono stati raccolti, durante la stagione estiva 2010, con un carotatore da 72 mm di diametro (Machine Company Giddings, Windsor, CO, USA).

Il sito di riferimento (RS) per la concentrazione di ^{137}Cs , che ne rappresenta quindi l'attività, senza processi di redistribuzione del suolo, è stato scelto molto vicino all'area di studio, in una localizzazione piatta e indisturbata a 2000 m slm. In questo sito sono stati localizzati undici punti dove prelevare le carote di suolo: per tre di questi punti, i campioni, risultato dell'unione di tre repliche prese entro un m^2 , sono stati utilizzati per determinare la distribuzione media e la profondità massima del ^{137}Cs nel suolo; tutti i campioni sono stati quindi tenuti in considerazione per valutare la variabilità spaziale ed il valore di riferimento di concentrazione di ^{137}Cs . Per la stima dei valori di redistribuzione, i suoli sono stati campionati lungo dei transects altitudinali nei tre siti SB, RA e TA; per la zona di scorrimento (TA) si è scelto di considerare due transects (TA1 e TA2) anziché uno, per tener conto della maggiore estensione di questa zona rispetto alle altre. Per ogni transect, cinque carote sono state campionate, a circa 15 m di distanza l'una dall'altra. Per ogni carota di suolo ottenuta, i primi 9 cm sono stati separati dalla parte inferiore, al fine di differenziare, per quanto riguarda le proprietà chimico-fisiche, il topsoil dal subsoil. Inoltre sono stati campionate: sette carote, successivamente unite ogni 5 cm, nella zona di accumulo (LDA), tre carote nella zona di accumulo secondaria (UDA) e altre tre nella zona pianeggiante al di sopra dei ponti da neve (ASB) (Fig. 1).

Preparazione ed analisi dei campioni di suolo

In totale sono state campionate 62 carote di suolo, e da queste 136 sotto-campioni sono stati ricavati e fatti essiccare in stufa a 40 °C, per poi venire delicatamente macinati e setacciati (<2 mm). Un'aliquota di ogni campione è stata messa in un contenitore da 25 ml (6.5 cm di diametro;

Semadeni25) e analizzata per 8 ore con rivelatore di radioattività (Geli; Princeton-Gamma-Tech, Princeton, NJ, USA; 48 mm di diametro e 50 mm di lunghezza) presso il Dipartimento di Fisica e Astronomia dell'Università di Basel (CH). L'efficienza relativa è stata del 18.7%. Al fine di ridurre la quantità di radiazione di fondo presente naturalmente nell'ambiente, i campioni sono stati schermati da 4 cm di piombo durante la misurazione. Le concentrazioni di attività del ^{137}Cs sono state determinate con il software Inter Winner 5 gamma spectroscopy (Ortec, Oak Ridge, TN, USA). La calibrazione di energia del rivelatore Geli è stata fatta usando un Eu-152 multi-sorgente con posizioni dei picchi sulla linea a 117.6, 347.6, 773.5, 1108.0 e 1408.9 keV. Per la calibrazione dell'efficienza, sono stati utilizzati tre campioni di riferimento, forniti da H. Surbeck (Università di Neuchâtel), arricchiti con concentrazioni note di U-238, Th-232 e K-40. Questi campioni, utilizzati per la calibrazione, erano della stessa geometria e di densità paragonabile ai nostri campioni di suolo analizzati. L'incertezza di misurazione dell'area dei picchi del ^{137}Cs (a 661 keV) è inferiore al 15% (errore di misura a 2-sigma). L'attività di rilevazione minima per il ^{137}Cs è stata di 0.1 Bq kg⁻¹. Al fine di assicurarsi che il sistema di spettroscopia gamma stesse funzionando correttamente e che producesse risultati affidabili, un campione di riferimento IAEA-375 è stato misurato ogni due settimane.

Durante la preparazione dei campioni, per ciascun sito di studio e a partire dalle carote di suolo raccolte, sono state approssimativamente descritte le caratteristiche del suolo; 17 di questi profili (per 46 sotto-campioni in totale) sono stati analizzati per la determinazione delle principali caratteristiche fisico-chimiche. Le proprietà fisiche misurate sono: contenuto di scheletro (%), densità apparente (kg m^{-3}), granulometria (%), mediante il metodo della setacciatura a umido per le frazioni sabbiose e con il metodo per sedimentazione (utilizzando il sistema Sedi-Graph 5100 Particle size Analysis System) per le frazioni di limo e argilla.

Le proprietà chimiche analizzate sono: $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, contenuto di carbonio organico totale (TOC, %) misurato con il RC612 Multiphase Carbon and Hydrogen/Moisture Analyzer, contenuto di azoto totale (TN, %) misurato con il LECOCHN-1000 Carbon, Hydrogen and Nitrogen Analyser.

Conversione delle concentrazioni di ^{137}Cs in stime dei tassi di redistribuzione del suolo

Il modello del profilo di distribuzione del ^{137}Cs nel suolo è comunemente usato per suoli indisturbati e stabili, in cui il ^{137}Cs mostra una diminuzione esponenziale con la profondità, che può essere descritta dalla seguente funzione (Walling e Quine, 1990):

$$A'(x) = A_{\text{ref}}(1 - e^{-x/h_0})$$

dove:

$A'(x)$ = concentrazione di ^{137}Cs al di sopra della profondità x (Bq m^{-2})

x = profondità dalla superficie del suolo, espressa come massa compresa tra la superficie e la profondità considerata (kg m^{-2})

A_{ref} = concentrazione di riferimento del ^{137}Cs (Bq m^{-2})

h_0 = fattore di forma del profilo (kg m^{-2}) che è un coefficiente che descrive la velocità di diminuzione esponenziale delle concentrazioni con la profondità, per profili di suolo in siti non coltivati.

Se si assume che l'input totale di ^{137}Cs nel suolo derivi totalmente dal 1986 e che la distribuzione del ^{137}Cs nel profilo sia indipendente dal tempo, per un punto di erosione (quindi con concentrazione A_u totale di ^{137}Cs (Bq m^{-2}) inferiore alla concentrazione A_{ref} presente nel sito di riferimento locale (Bq m^{-2}) il tasso Y di erosione può essere espresso come:

$$Y = 10/(t-1986) \times \ln(1-X/100) \times h_0$$

Y = tasso di erosione ($\text{Mg ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$)

t = anno di campionamento

1986 = perchè in Valle d'Aosta si stima

che la deposizione umida proveniente da Chernobyl rappresenti la maggior parte del ^{137}Cs presente nel suolo (84%)

$X = \% \text{ di riduzione della concentrazione totale di } ^{137}\text{Cs} \text{ rispetto al valore di riferimento locale (definito come: } (A_{\text{ref}} - A_U) / A_{\text{ref}} \times 100)$

Il modello del profilo di distribuzione è semplice e facile da usare, ma include un numero di assunzioni semplificative e non tiene conto della lenta migrazione del ^{137}Cs nel suolo e della progressiva evoluzione del suo profilo di distribuzione, dopo la deposizione dall'atmosfera. Di conseguenza, se sono indagati lunghi periodi di tempo, è probabile che questo modello tenda a sovrastimare i tassi di erosione del suolo (Walling and He, 1999). Tuttavia, nella nostra area di studio, dal momento che l'input di ^{137}Cs deriva prevalentemente (> 80%) da Chernobyl (1986), è possibile ipotizzare che l'intervallo di tempo necessario per la migrazione di ^{137}Cs nel suolo sia troppo breve, perciò l'applicazione di questo modello risulta essere la scelta più adatta. L'analisi statistica dei dati è stata effettuata utilizzando SPSS 17.0 (SPSS Inc., Chicago, IL 15). Altre fonti di incertezza sono la variabilità della concentrazione di ^{137}Cs nel sito di riferimento e l'estrapolazione a scala di bacino dei tassi di erosione misurati a scala puntuale.

Quest'ultima incertezza è necessaria per consentire un confronto tra i tassi di redistribuzione del suolo individuati con i due metodi.

RISULTATI E DISCUSSIONE

Stima del tasso di deposizione del suolo, dovuto ai movimenti della neve, utilizzando l'approccio convenzionale

Riguardo ai due eventi valanghivi considerati (anni 2009 e 2010) il volume e l'area dei due depositi sono comparabili. L'area è dieci volte inferiore a quella registrata, nel Catasto regionale valanghe, come massimo evento (6.5 ettari) (Fig. 1). Le altezze medie misurate dei due depositi sono simili (1.36 ± 0.20 m e 1.68 ± 0.22 m), e nei calcoli è stato usato il valore medio di 1.52 ± 0.21 m, arrotondato a 1.50 m per il calcolo del volume della parte interna del deposito. Nell'evento del 2010, la quantità di sedimento trasportata è sette volte superiore rispetto a quella del 2009. In entrambi gli anni la maggior parte dei sedimenti risulta concentrata nei primi centimetri superficiali del deposito, come già evidenziato anche in altri studi (Heckmann et al., 2005). Nella parte superficiale del deposito le concentrazioni di sedimento sono quattrocento volte superiori a quelle della parte interna, con valori medi dei due eventi pari a

$467.53 \pm 95.31 \text{ kg m}^{-3}$ e $1.04 \pm 0.20 \text{ kg m}^{-3}$ rispettivamente. Anche il valore totale di sedimento accumulato nella zona di deposito e proveniente dallo strato superficiale ($60.386 \pm 12.305 \text{ kg}$) è cinque volte superiore rispetto alla quantità di sedimento proveniente dal resto del deposito ($11.950 \pm 2.367 \text{ kg}$). Concentrazioni e quantità totali di sedimento stimate sono in accordo con i valori riportati in letteratura (Ackroyd, 1987; Heckmann et al., 2005). I relativi valori di deposizione di suolo, dovuti ai movimenti della neve, e stimati con il deposito della valanga, sono di $27.5 \pm 3.1 \text{ Mg ha}^{-1}$ e $161.0 \pm 34.8 \text{ Mg ha}^{-1}$, rispettivamente per il 2009 e 2010. Questi valori sono paragonabili a dati ($9.7\text{-}240.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ evento}^{-1}$) stimati per un sito valanghivo, localizzato a pochi chilometri dalla zona di studio (Freppaz et al., 2010).

I valori di accrescimento del suolo, risultanti dall'accumulo dei sedimenti, sono stimati in $2.29 \pm 0.26 \text{ mm}$ e $13.41 \pm 2.90 \text{ mm}$, rispettivamente per il 2009 e 2010 (fig 3). Considerando che per ogni stagione si è verificato un solo evento valanghivo di fondo, possiamo assumere questi valori come tassi annuali di deposizione del suolo causati dai movimenti della neve, compresi nel range di valori ($0.3\text{-}4.8 \text{ mm anno}^{-1}$) precedentemente riportati in letteratura (Caine, 1969a; Luckman, 1978).

Fig. 3 - Principali caratteristiche dei due eventi valanghivi (2009 e 2010), valori medi di concentrazione ($\pm \text{SE}$) del sedimento trasportato nella zona di accumulo principale della valanga (LDA) e relative stime di deposito ed erosione del suolo.

DATI	EVENTI VALANGHIVI (anni)					
	INVERNO 2008/2009			INVERNO 2009/2010		
Zona di distacco + scorrimento (m^2)	50796			60440		
Zona di accumulo LDA (m^2)	6889			7810		
	Superficie del deposito	Parte interna del deposito	Totale	Superficie del deposito	Parte interna del deposito	Totale
Altezza del deposito (m)	0.02	1.36 ± 0.20	-	0.02	1.68 ± 0.22	-
Volume del deposito (m^3)	138	10334	10471	107	11715	11822
Concentrazione di sedimento (kg m^{-3})	118.65 ± 12.81	0.25 ± 0.04	-	816.40 ± 177.81	1.82 ± 0.37	-
Sedimento totale (kg)	16348 ± 1765	2618 ± 402	18965 ± 2167	104425 ± 22845	21282 ± 4333	125708 ± 27178
Valore di deposizione (Mg ha^{-1})	23.7 ± 2.6	3.8 ± 0.6	27.5 ± 3.1	133.7 ± 29.3	27.3 ± 5.5	161.0 ± 34.8
Incremento di suolo (mm)	1.98 ± 0.21	0.32 ± 0.05	2.29 ± 0.26	11.14 ± 2.44	2.27 ± 0.46	13.41 ± 2.90
Valore di erosione (Mg ha^{-1})	3.2 ± 0.3	0.5 ± 0.1	3.7 ± 0.4	17.3 ± 3.8	3.5 ± 0.7	20.8 ± 4.5
Perdita di suolo (mm)	0.27 ± 0.03	0.04 ± 0.01	0.31 ± 0.04	1.44 ± 0.31	0.29 ± 0.06	1.73 ± 0.37

© AINEVA

SITO	Profondità suolo (cm)	Campioni	Scheletro (> 2 mm) %	Sabbia %	Limo %	Argilla %	Densità (kgm ⁻³)	pH	TOC %	C/N
RS	30-40	(0-18 cm)	5	50.0	40.2	9.8	908	5.4	4.1	10
		(18 cm+)	27	59.9	33.5	6.7	1198	5.3	0.7	7
RA	50-60	(0-9 cm)	41	35.4	38.2	9.7	1073	4.3	3.3	7
		(9 cm+)	47	37.9	34.6	10.8	1073	4.0	1.3	5
TA	50-60	(0-9 cm)	31	32.2	33.2	9.5	908	5.4	3.8	8
		(9 cm+)	42	33.5	30.2	11.4	1137	5.4	1.2	5
SB	40-50	(0-9 cm)	33	39.0	46.9	14.1	659	5.2	4.9	10
		(9 cm+)	38	38.1	42.1	19.8	1085	5.0	2.3	8
UDA	40-50	(0-30 cm)	43	45.5	40.8	13.7	1206	6.0	2.9	9
LDA	40-50	(0-50 cm)	60	56.1	37.3	6.6	1348	8.0	1.6	8
ASB	30-40	(0-18 cm)	12	38.4	47.9	13.7	875	5.0	5.6	9
		(18 cm+)	27	49.0	37.8	13.3	1132	4.8	2.1	6

Fig. 4 - Principali caratteristiche fisico-chimiche dei suoli nell'area di studio (valori medi).

La buca nel manto nevoso, scavata fino al terreno al fine di campionare verticalmente il deposito misto (Fig. 2), conferma come il sedimento risulti concentrato nei pochi centimetri superficiali del deposito e come nella parte interna sia distribuito in modo omogeneo ($0.25 \pm 0.04 \text{ kg m}^{-3}$), rivelando un buon rimescolamento verticale di sedimenti e neve. Per quanto riguarda la distribuzione spaziale dei sedimenti sulla superficie del deposito, le analisi geostatistiche effettuate (ArcGIS 9 - ArcMap versione 9.2) indicano la totale assenza di un qualsiasi andamento nella deposizione dei sedimenti nella zona di accumulo, cosa che potrebbe essere spiegata dalle caratteristiche morfologiche del sito valanghivo e dal tipo di valanga. Il percorso valanghivo è molto ripido e incanalato nella parte inferiore della zona di scorrimento, per poi spianare bruscamente nella zona di accumulo; si può dunque ipotizzare che la massa di neve umida e molto densa, si fermi improvvisamente senza lo spazio e l'energia necessarie per scorrere ancora e per distribuire i sedimenti orizzontalmente.

Stima del tasso di erosione del suolo, dovuto ai movimenti della neve, utilizzando

l'approccio convenzionale

Negli eventi valanghivi considerati (2009 e 2010) le zone di distacco e scorrimento della valanga hanno quasi la stessa forma e l'area totale è pari a circa un terzo dell'area del massimo evento riportato nel Catasto regionale valanghe (18.1 et-

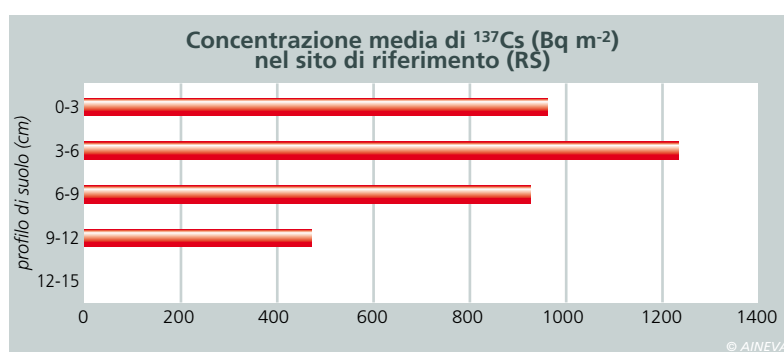


Fig. 5 - Valori medi della distribuzione del ¹³⁷Cs (Bq m⁻²) lungo il profilo dei suoli nel sito di riferimento. La somma dei valori medi di concentrazione, riportati per ogni 3 cm di suolo, rappresenta lo stock di riferimento di ¹³⁷Cs, presente nell'area di studio.

tari) (Fig. 1). I valori di erosione del suolo, stimati assumendo che la zona di provenienza dei sedimenti fosse uniformemente distribuita sulla superficie totale della valanga, sono di $3.7 \pm 0.4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ evento}^{-1}$ e $20.8 \pm 4.5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ evento}^{-1}$, corrispondente ad uno strato di suolo di $0.31 \pm 0.04 \text{ mm}$ e $1.73 \pm 0.37 \text{ mm}$, rispettivamente per il 2009 e per il 2010 (fig 3). Come per i valori di deposizione, dal momento che si è verificato un evento valanghivo di fondo a stagione, potremmo considerare questi dati come tassi annuali di erosione del suolo, correlati ai movimenti della neve. I valori di erosione sono compresi nell'ampio intervallo ($1-100 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$) riportato da Bozhinskiy e Losev (1998), riferito alla rimozione annua di materiale minerale causata dalle valanghe in zone della Russia a differenti altitudini.

Caratterizzazione del suolo nel sito di riferimento e valutazione della concentrazione base del ¹³⁷Cs

Nel sito di riferimento (RS) gli orizzonti superficiali mostrano una struttura ben sviluppata, poliedrica e granulare, mentre

quelli sottostanti presentano una struttura più debole e un contenuto maggiore di scheletro (fig 4). La concentrazione di attività del ¹³⁷Cs nei primi 3 cm varia tra $28.8 \pm 8.1 \text{ Bq kg}^{-1}$ e $72.0 \pm 13.2 \text{ Bq kg}^{-1}$, e diminuisce in modo esponenziale fino ad un valore medio di $13.6 \pm 3.7 \text{ Bq kg}^{-1}$, alla profondità di suolo compresa nell'intervallo 9-12 cm. Al di sotto dei 12 cm non è stata rilevata alcuna attività.

Considerando il valore medio di concentrazione del ¹³⁷Cs per unità di superficie (Bq m^{-2}), calcolato sulla base della densità del suolo, la maggior parte del ¹³⁷Cs (87%) si è accumulato nei primi 9 cm (Fig. 5). La concentrazione totale di ¹³⁷Cs nei punti di campionamento del sito di riferimento varia da 2.62 a 4.45 kBq m^{-2} . Il valore medio è di 3.59 kBq m^{-2} , con un coefficiente di variazione (CV) di 22,3%, e corrisponde alla linea di base del ¹³⁷Cs, ovvero alla quantità residua dell'input storico di ¹³⁷Cs, in assenza di erosione o di deposizione. Questa concentrazione di base si colloca all'interno dell'intervallo di valori (1000-6000 Bq m^{-2}) riportati per i suoli dell'area di studio, dopo una campagna di misurazioni, condotta da ARPA

Valle d'Aosta tra il 2001 e il 2004 (Agnesod et al., 2006). Inoltre, il coefficiente di variazione (22.3%) rientra nell'intervallo dei risultati riportati da altri studi, condotti nei siti di riferimento (Owens e Walling, 1996).

Stima del tasso di deposizione totale del suolo mediante il metodo del ^{137}Cs

Nella zona ASB la concentrazione massima di ^{137}Cs si colloca negli orizzonti superficiali del suolo, e presenta una diminuzione esponenziale andando in profondità (Fig. 6). In UDA la concentrazione media di ^{137}Cs per unità di superficie è di 12.76 kBq m^{-2} con valori massimi rilevati negli strati 3-6 cm e 21-24 cm (Fig. 7). In LDA la concentrazione totale di ^{137}Cs è di 13.33 kBq m^{-2} con una maggiore attività negli orizzonti superficiali del suolo (0-15 cm), e il massimo alla profondità compresa tra

10 e 15 cm, equivalente a 2.70 kBq m^{-2} . Convertendo i valori di concentrazione del ^{137}Cs in tassi di redistribuzione del suolo, è evidente come le aree di accumulo della valanga (UDA e LDA) ed il sito localizzato sopra i ponti da neve (ASB) siano interessati da un chiaro processo di sedimentazione. I valori di deposizione in ASB variano tra 5.3 e 11.6 $\text{Mg ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$ ed il valore medio (8.9 $\text{Mg ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$), anche se non significativamente ($p = 0.094$), è inferiore nelle zone di deposizione (valore medio tra LDA e UDA pari a 12.3 $\text{Mg ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$). Il tasso di deposizione nelle zone di accumulo della valanga varia tra 11.0 e 13.2 $\text{Mg ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$ in UDA ed è pari a 12.6 $\text{Mg ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$ in LDA (Fig. 8 e Fig. 9). Tenendo conto della densità apparente del suolo alle differenti profondità, l'accrescimento del suolo si stima pari a 1.05 mm anno^{-1} e a 0.93 mm anno^{-1} , equivalente ad un accumulo totale, durante il periodo

di 24 anni (1986-2010), di 25.10 mm e di 22.40 mm, rispettivamente in UDA e LDA. In ASB il relativo tasso di accrescimento del suolo è pari a 0.84 mm anno^{-1} , equivalente ad un accumulo totale di 20.23 millimetri, durante i 24 anni (1986-2010). I suoli delle zone di accumulo della valanga (UDA e LDA), rispetto agli altri siti, sono caratterizzati da valori più elevati di contenuto di scheletro (52%) e di densità apparente (1277 kg m^{-3}); mentre, nella zona sopra i ponti da neve (ASB) i suoli presentano valori inferiori di scheletro (media del 19%) e densità apparente (media di 1003 kg m^{-3}) (fig 4). Considerando la quantità di scheletro (12%) ancora più bassa, che caratterizza la parte superficiale dei suoli in ASB, sembra che in questo sito si accumulino principalmente particelle fini. Ad inizio primavera 2011, subito dopo la fusione della neve e prima di qualsiasi temporale o pioggia, è evidente la sedimentazione delle particelle fini (Fig. 10). Pertanto, in ASB, di solito non interessata da valanghe di fondo, si può supporre che, oltre ai processi di deflusso delle acque, anche la fusione e lo slittamento della neve, in questo caso senza forza sufficiente per trasportare particelle più grossolane e rocce, possano contribuire attivamente all'erosione totale del suolo.

Fig. 6 - Valori medi della distribuzione del ^{137}Cs (Bq kg^{-1}) lungo il profilo dei suoli nell'area sopra i ponti da neve (ASB).

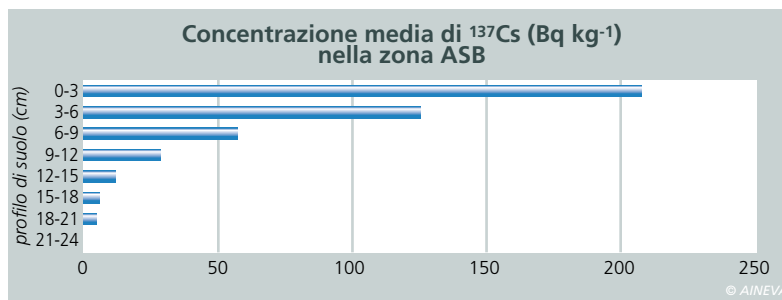


Fig. 7 - Valori medi della distribuzione del ^{137}Cs (Bq m^{-2}) lungo il profilo dei suoli nella zona di accumulo superiore (UDA).

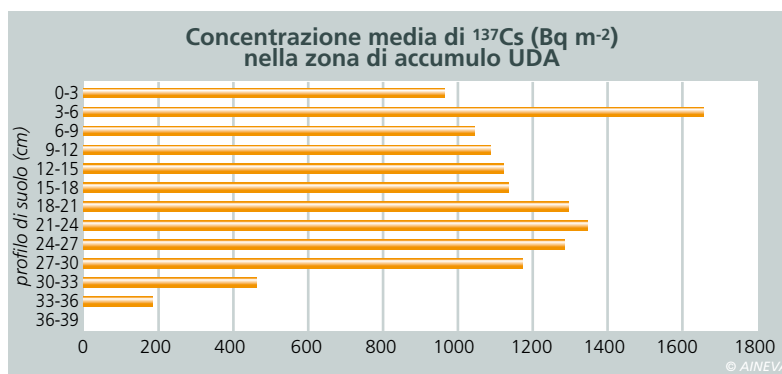
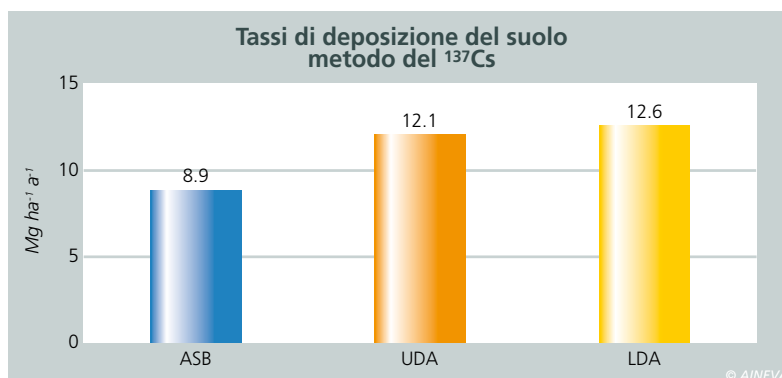


Fig. 8 - Tassi di deposizione del suolo nell'area sopra i ponti da neve (ASB), nella zona di accumulo superiore (UDA) e nella zona di accumulo principale (LDA).



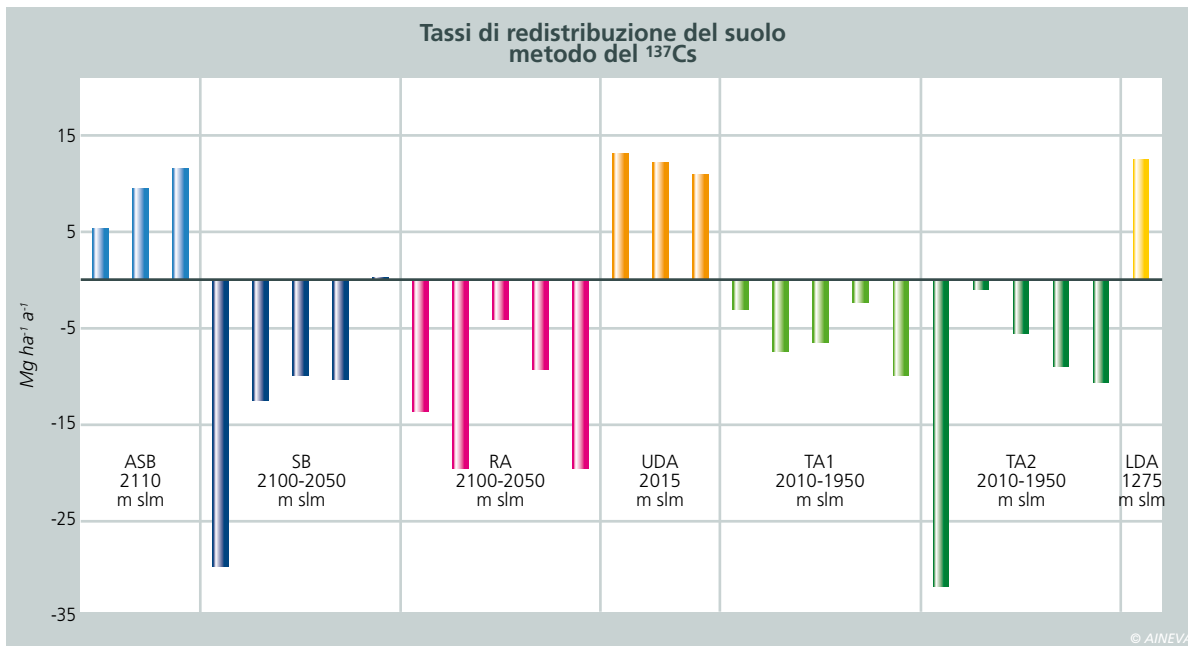


Fig. 9 - Tassi di redistribuzione del suolo in tutti i siti di campionamento: area sopra i ponti da neve (ASB); zona dei ponti da neve (SB); zona di distacco (RA); zona di accumulo superiore (UDA); zona di scorrimento (TA); zona di accumulo principale (LDA). Valori negativi indicano erosione, mentre quelli positivi indicano accumulo di suolo. In ogni transect (SB, RA e TA) il primo punto rappresentato nel grafico è quello campionato alla quota più alta, mentre il quinto punto è quello alla quota più bassa.

esposti alla superficie in seguito all'erosione di quelli superficiali, mentre in SB i suoli sono stati più probabilmente disturbati durante la costruzione dei ponti da neve. Il contenuto di carbonio organico è maggiore in RS (4.1%) e SB (4.9%) e inferiore in RA (3.3%) e TA (3.8%), rivelando che in SB, dove anche la densità del suolo è inferiore, la copertura vegetale sembra aver stabilizzato meglio il suolo (fig. 4). Il valore medio di concentrazione del ^{137}Cs in RA è di $37.3 \pm 6.5 \text{ Bq kg}^{-1}$, mentre valori di $74.0 \pm 6.2 \text{ Bq kg}^{-1}$ e $61.4 \pm 9.8 \text{ Bq kg}^{-1}$ sono stati riscontrati in TA1 e TA2 rispettivamente. In SB la concentrazione media di ^{137}Cs è pari a $62.8 \pm 5.1 \text{ Bq kg}^{-1}$, con un trend crescente spostandosi lungo il pendio dall'altro verso il basso.

Convertendo i valori di concentrazione del ^{137}Cs in tassi di erosione del suolo utilizzando il modello di distribuzione del cesio nel profilo, i valori ottenuti confermano l'avvenuta erosione del suolo in queste zone, ad eccezione del punto a più bassa quota del transect in SB. In quest'area (SB) è evidente il diminuire dei valori di erosione del suolo dal punto di campionamento più alto a quello più basso, con $-30.0 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ e $+0.3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ rispettivamente (Fig. 9). Questo fenomeno potrebbe essere dovuto all'effetto protettivo delle strutture paravalanghe. Sembra che i ponti da neve abbiano ridotto i processi di erosione del



Fig. 10 - Evidente accumulo di particelle fini di suolo nell'area sopra i ponti da neve (ASB), dopo la fusione della neve.

suolo, consentendone la colonizzazione da parte di arbusti nani e piantine di larice. Negli altri transects i valori di erosione sono più variabili e senza alcun andamento evidente lungo il pendio. Considerando i valori medi di erosione del suolo, non vi sono differenze significative ($p < 0.05$) tra le diverse aree di studio (Fig. 11), anche se in TA si osserva un valore più basso ($8.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ vs $13.4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ in RA e $12.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ in SB). Questi valori rientrano nell'intervallo di valori annui ($7-37 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$) determinati, sempre con il metodo del ^{137}Cs , da Konz et al. (2009, 2010) per pendii ripidi della Svizzera Centrale, in parte anche fortemente influenzati da attività valanghiva.

Tenendo conto della densità media dei suoli, l'erosione varia tra $0.97 \text{ mm anno}^{-1}$ e $1.90 \text{ mm anno}^{-1}$ in TA e SB, che equivale ad una perdita di suolo totale, durante i 24 anni (1986-2010), di 23.29 mm e 45.71 mm rispettivamente.

Confronto tra il metodo convenzionale e il metodo del ^{137}Cs

Il tasso di deposizione annua ($12.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$, corrispondente ad un accrescimento del suolo di $0.93 \text{ mm anno}^{-1}$) misurato con il metodo del ^{137}Cs in LDA è inferiore, ma paragonabile, ai valori stimati utilizzando i dati provenienti dalla zona di accumulo degli eventi valan-

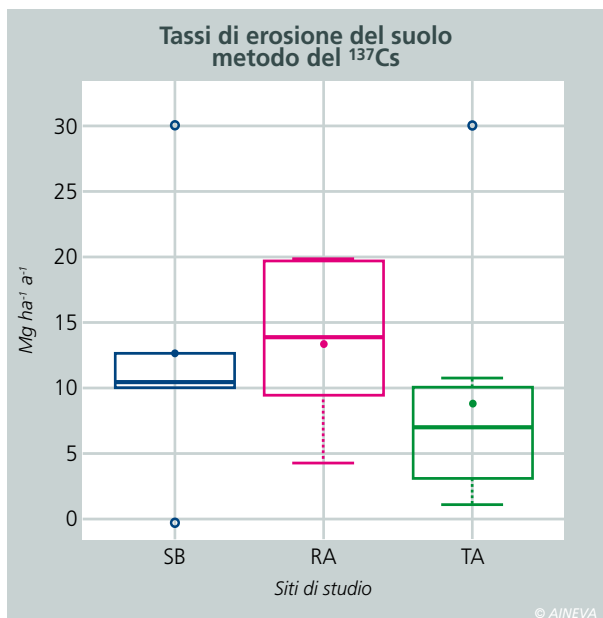


Fig. 11 - Tassi di erosione del suolo trovati in: zona dei ponti da neve (SB); zona di distacco (RA); zona di scorrimento (TA), per la quale sono stati considerati tutti i punti di campionamento TA1 e TA2. I cerchi pieni indicano i valori medi, i cerchi vuoti rappresentano gli outliers (valori che si discostano dalla media più di 1.5 volte la distanza interquartile), la linea rappresenta la mediana.

ghivi (27.5 Mg ha^{-1} e 161.0 Mg ha^{-1} , con un incremento di suolo compreso tra 2.29 mm e 13.41 mm). In LDA il valore effettivo, stimato con il ^{137}Cs , potrebbe essere verosimilmente superiore: i punti di campionamento sono stati scelti in una zona relativamente ripida dell'area di accumulo (maggiore di 15° di inclinazione), dove non è dunque possibile escludere l'influenza di processi erosivi, ad esempio da deflusso delle acque, ma perlomeno l'area non risulta disturbata da attività antropiche. Inoltre, i valori di deposizione stimati con entrambi i metodi, sono superiori (circa dieci volte) rispetto ai valori riportati da Lana-Renault et al. (2011), che, in un esperimento in campo condotto in un bacino di alta montagna nell'area mediterranea, ha trovato valori di deposizione annua dei sedimenti, causati da processi di deflusso, compresi tra $2.1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ e $2.9 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ (il 43-35% dei quali dovuto a nevicamento). I valori medi di erosione stimati con il ^{137}Cs in RA e TA ($13.4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ e $8.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$, corrispondenti ad una perdita di suolo compresa tra $1.24 \text{ mm anno}^{-1}$ e $0.97 \text{ mm anno}^{-1}$) sono paragonabili ai valori stimati dai dati provenienti dai depositi di valanga: infatti il valore di rimozione media di suolo nei due eventi è di 12.3 Mg ha^{-1} (3.7 Mg ha^{-1} e 20.8 Mg ha^{-1}) con una rimozione di suolo stimata pari a 1.02 mm . Inoltre le stime di erosione causata dall'attività valanghiva sono si-

gnificativamente superiori ai tassi di erosione legati ai processi di deflusso delle acque che avvengono solitamente nella stagione vegetativa.

Per esempio Konz et al. (2010) hanno trovato valori nell'intervallo di $0\text{--}68 \text{ kg ha}^{-1} \text{ mese}^{-1}$, e anche altri studi hanno confermato tassi di erosione bassi durante il periodo vegetativo, anche se bisogna considerare che l'entità effettiva di questi processi dipende fortemente da intensità e frequenza delle precipitazioni durante il periodo estivo (Felix e Johannes, 1995). Anche se il confronto tra i due approcci è limitato dalle forti incertezze metodologiche, principalmente legate alla diversa scala, sia spaziale che temporale, considerata, si può dedurre, dalla similarità dei tassi di erosione e deposizione, che la redistribuzione del suolo in questo sito è fortemente influenzata dai movimenti della neve.

CONCLUSIONI

Le regioni alpine sono particolarmente suscettibili all'erosione del suolo a causa delle loro condizioni climatiche e topografiche estreme. I siti valanghivi sono spesso luoghi in cui il suolo viene redistribuito dai movimenti della neve (valanghe di fondo e slittamento della neve), come confermato dalla notevole quantità di sedimenti trovati nei depositi delle valanghe considerate in questo studio.

L'accumulo di suolo, dovuto ai movimenti della neve, stimato con i dati provenienti dalla zona di accumulo delle valanghe, non solo è superiore ai valori annui di sedimenti riportati in letteratura e dovuti a processi di deflusso delle acque, ma è ancora più intensa rispetto alla quantità annua di deposizione totale valutata con il metodo del ^{137}Cs .

Questo potrebbe essere dovuto al disturbo apportato nella zona di accumulo dalle attività umane e/o alla discrepanza nella scala temporale dei due metodi: dal 1986 per il metodo del ^{137}Cs , due singoli eventi valanghivi per il metodo convenzionale (2009 e 2010).

I valori di erosione del suolo, causati dal movimento della neve, e stimati dalla

quantità di sedimento presente nell'area di deposito delle valanghe, sono superiori ai tassi di erosione riportati in letteratura e riferiti soltanto ai processi di deflusso. Essi sono paragonabili ai valori annui di erosione totale valutati con il ^{137}Cs , e, anche se la confrontabilità tra le due tecniche è limitata dalla diversa scala temporale considerata, entrambi i metodi conducono a tassi simili di redistribuzione del suolo.

Inoltre il metodo del ^{137}Cs mostra che, anche dove la valanga di fondo non si stacca, l'erosione e la deposizione di particelle di suolo dal pendio sovrastante avvengono comunque e sono probabilmente legate allo slittamento della neve, confermando l'attivo contributo dei movimenti lenti del manto nevoso all'erosione del suolo.

Anche considerando la grande variabilità naturale della quantità di sedimento apportata dagli eventi valanghivi e la variabilità temporale del verificarsi delle valanghe, possiamo aspettarci che, quando una valanga di fondo si distacca, il suo contributo al tasso totale annuo di erosione del suolo può essere rilevante. In realtà, anche ipotizzando che non in tutti gli anni una valanga di fondo, con relativa erosione del suolo, possa avvenire, il ruolo dei fenomeni valanghivi e dello slittamento della neve nei processi di erosione del suolo è un fatto innegabile. Di conseguenza i movimenti della neve possono essere considerati la principale forza motrice della redistribuzione del suolo in questa specifica area di studio, con un impatto notevole rispetto ai processi di deflusso delle acque che si verificano nelle stagioni prive di neve. Per poter estendere questa conclusione anche ad altre aree, meno interessate da scioglimento di neve e da valanghe di fondo, sarebbe necessario effettuare ulteriori indagini. Tuttavia, lo studio evidenzia che i processi di erosione del suolo a causa dei movimenti della neve devono essere considerati nella valutazione della vulnerabilità del suolo in zone montuose, dal momento che ne influenzano in maniera significativa il modello di redistribuzione.

RINGRAZIAMENTI

Questo progetto è realizzato nell'ambito del Programma Operativo "Italia-Francia (Alps-ALCOTRA)", Progetto "DynAval-Dynamique des avalanches: départ et interactions écoulement/obstacles".

Vorremmo ringraziare: Enrico Bruno e Alessandro Viarengo per il lavoro svolto, sia di campo che di laboratorio, Gianluca Filippa, Silvia Stanchi e Margherita Maggioni per i loro suggerimenti; Paola Dellavedova e Simone Roveyaz per il loro aiuto, J. Jourdan e D. Sacker (Dipartimento di Fisica e Astronomia, Università di Basel) per l'accesso e l'aiuto con il rivelatore GeLi, Ruth Strunk e Heinz Huerlimann (Università di Basel) per le analisi di laboratorio; Ufficio Centro Funzionale (Regione Autonoma Valle d'Aosta - Assessorato opere Pubbliche, Difesa del Suolo e Edilizia Residenziale

Pubblica - Dipartimento Difesa del Suolo e Risorse Idriche), in particolare Fabio Brunier, per i dati meteorologici; Claudio Operti (Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente - Valle d'Aosta) per le informazioni relative al ^{137}Cs nell'area di studio; Ufficio cartografico e Sistemi Informativi (Regione Autonoma Valle d'Aosta - Assessorato Territorio e Ambiente - Dipartimento Territorio e Ambiente) per il supporto cartografico (carte tecniche regionali 1:10,000, 2005, e ortofoto, 2006). Grazie anche ai revisori, Bernhard Kohl, Peter Molnar e Tobias Heckmann che hanno significativamente contribuito a migliorare questo lavoro.

Un ringraziamento speciale a tutti gli amici incontrati a Basel per la loro ospitalità e a Renzino Cosson per il suo entusiasmo e per aver messo a disposizione il suo splendido Rifugio "Bertone".



Bibliografia

- Ackroyd, P.: Erosion by snow avalanche and implications for geomorphic stability, Torlesse Range, New Zealand, *Arctic and Alpine Research*, 19(1), 65-70, 1987.
- Agnesod, G., Operti, C., Zappa C., Capodaglio, P.: Distribuzione comparata di Cs137 in diverse matrici ambientali sul territorio della Valle d'Aosta. ARPA (Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente), "Atti del III Convegno nazionale Controllo ambientale degli agenti fisici: dal monitoraggio alle azioni di risanamento e bonifica", Biella, 7-8-9 giugno, 2006.
- Bell, L., Gardner, J., DeScally, F.: An estimate of snow avalanche debris transport, Kaghan Valley, Himalaya, Pakistan, *Arctic and Alpine Research*, 22(3), 317-321, 1990.
- Bozhinskiy, A.N. and Losev, K.S.: The fundamentals of avalanche science, *Mitteilungen des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung*, 55 (1998): 280 S, p. 227, 1998, Translation of "Osnovy Lavinovedeniya", Leningrad, Gidrometeoizdat, 1987 by C. Bartelt.
- Caine, N.: A model for alpine talus slope evolution by slush avalanching, *J. Geol.*, 77, 92-100, 1969a.
- Confortola, G., Maggioni, M., Freppaz, M., Bocchiola, D.: Modelling soil removal from snow avalanches: a case study in the Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology* 70: 43-52, 2012.
- Confortola, G., Maggioni, M., Freppaz, M., Bocchiola, D.: Un modello di erosione del suolo da valanga. *Neve e Valanghe (ISSN 1120-0642)*, 74, 46-53, 2012.
- Facchinelli, A., Magnini, M., Gallini, L., Bonifacio, E.: ^{137}Cs contamination from Chernobyl of soils in Piemonte (North-West Italy): spatial distribution and deposition model, *Water, Air and Soil Pollution*, 134, 341-352, 2002.
- Felix, R. and Johannes, B.: Bodenerosionsuntersuchungen auf Testparzellen im Kalkhochgebirge, Mittlgn. Österreich. *Geogr. Ges.*, 137, 76-92, 1995.
- Freppaz, M., Lunardi, S., Maggioni, M., Valfrè di Bonzo, F., Bizzochi, T., Zanini, E.: Valanghe ed erosione del suolo. *Neve e Valanghe (ISSN 1120-0642)*, 59, 34-41, 2006.
- Freppaz, M., Godone, D., Filippa, G., Maggioni, M., Lunardi, S., Williams, M.W., Zanini, E.: Soil erosion caused by snow avalanches: a case study in the Aosta Valley (NW Italy), *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 42 (4), 412-421, 2010.
- Gardner, J. S.: Observations on erosion by wet snow avalanches, Mount Rae area, Alberta, Canada, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 15(2), 271-274, 1983.
- Heckmann, T., V. Wichmann, and M. Becht. 2005. Sediment transport by avalanches in the Bavarian Alps revisited - A perspective on modelling. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl-Bd 138*, 11-25, 2005.
- Jomelli, V. and Bertran, P.: Wet snow avalanche deposits in the French Alps: structure and sedimentology, *Geografiska Annaler*, 83A(1/2), 15-28, 2001.
- Kohl, B., Brauner, H., Markart, G.: Soil erosion due to avalanches: measurements on an avalanche cone, *International Symposium on Snowmelt and Related Problems*, 28-30 March 2001, Oslo, Norway, 38, 2001.
- Konz, N., Bänninger, D., Konz, M., Nearing, M., Alewell, C.: Process identification of soil erosion in steep mountain regions, *Hydrology and Earth System Science*, 14, 675-686, 2010.
- Konz, N., Prasuhn, V., Alewell, C.: On the measurement of Alpine Soil Erosion, *Catena*, 91, 63-71, 2011.
- Lana-Renault, N., Alvera, B., and García-Ruiz, J. M.: Runoff and Sediment Transport during the Snowmelt Period in a Mediterranean High-Mountain Catchment, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 43, 2, 213-222, 2011.
- Luckman, B. H.: Geomorphic work of snow avalanches in the Canadian Rocky Mountains, *Arctic and Alpine Research*, 10, 2, 261-276, 1978.
- Mabit, L., Benmansour, M., Walling, D.E.: Comparative advantages and limitations of fallout radionuclides (^{137}Cs , ^{210}Pb and ^7Be) to assess soil erosion and sedimentation, *Journal of Environmental Radioactivity*, 99 (12), 1799-1807, 2008.
- Meusbürger, K., Konz, N., Schaub, M., Alewell, C.: Soil erosion modelled with USLE and PESERA using QuickBird derived vegetation parameters in an alpine catchment, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12, 208-215, 2010.
- Owens, P.N. and Walling, D.: Spatial Variability of Caesium-137 Inventories at reference Sites: an Example from Two Contrasting sites in England and Zimbabwe, *Appl. Radiat. Isot.*, 47, 7, 699-707, 1996.
- Prasuhn, V., Liniger, H., Hurni, H., Friedli, S.: Map of soil erosion risk in Switzerland, *Agrarforschung*, 14, 120-127, 2007.
- SMS: Atlante climatico della Valle d'Aosta. Società Meteorologica Subalpina, Torino, 239-241, 2003.
- Walling, D.E. and He, Q.: Improved models for estimating soil erosion rates from caesium-137 measurements, *Journal of Environmental Quality*, 28, 611-622, 1999.
- Walling, D.E. and Quine, T.A.: Calibration of caesium-137 measurements to provide quantitative erosion rate data, *Land Degradation and Rehabilitation*, 2, 161-175, 1990.
- Wischmeier, W.H. and Smith, D.D.: Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning. Agriculture Handbook No. 537. USDA/Science and Education Administration, US. Govt. Printing Office, Washington, DC., 58, 1978.

La versione inglese dell'articolo è disponibile alla pagina internet:
<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/517/2012/hess-16-517-2012.pdf>

Validazione di misure **nIVO**

Silvia Terzago¹,
Maria Cristina Prola²,
Simona Fratianni¹,
Roberto Cremonini²,
Secondo Barbero²

¹ Università di Torino,
Dipartimento di Scienze della Terra
Torino;

² Arpa Piemonte,
Dipartimento Sistemi Previsionali,
Torino

Le reti di stazioni nivometriche automatiche forniscono misure con elevata risoluzione temporale utilizzate per la stima degli apporti nevosi, la valutazione del pericolo valanghe ed una molteplicità di applicazioni in campo idrologico che richiedono osservazioni ad elevata accuratezza ed affidabilità. I dati rilevati attraverso i nivometri ad ultrasuoni possono tuttavia essere falsati da una serie di fattori legati alle condizioni meteorologiche (accumulo/dispersione della neve per effetto eolico) e a possibili interferenze durante la misura, come ad esempio ostacoli che coprono temporaneamente il sensore oppure la crescita dell'erba dopo la fusione completa del manto nevoso.

I dati acquisiti dalla rete nivometrica di ARPA Piemonte vengono regolarmente sottoposti ad un controllo di qualità manuale effettuato ogni giorno dai nivologi che individuano e correggono eventuali anomalie nelle misure. Questo studio si propone di fornire un supporto alla validazione manuale dei dati nivometrici attraverso lo sviluppo di una tecnica di identificazione dei dati "sospetti", come possibili *outliers*, picchi isolati oppure valori improbabili data la stagionalità della precipitazione nevosa. La procedura consiste in una serie di controlli sulla temperatura dell'aria ed implementa un modello di fusione del manto nevoso per verificare la compatibilità del dato nivometrico con le altre variabili meteorologiche misurate. L'algoritmo è stato valutato attraverso il confronto delle serie validate automaticamente con quelle validate manualmente dai nivologi ed i risultati dimostrano l'accuratezza del metodo proposto.

implementazione
di un algoritmo per
l'identificazione e
la correzione dei
dati anomali

metriche automatiche



INTRODUZIONE

L'abbondanza dell'innevamento nell'area alpina è strettamente correlata alla disponibilità di acqua per le attività agricole ed industriali nei territori a valle, alla produzione di energia idroelettrica, al turismo invernale e al rischio valanghivo.

Il monitoraggio della neve al suolo risulta dunque di interesse strategico sia per le attività **socio-economiche che per la** corretta gestione dei rischi ambientali e negli ultimi decenni ha avuto sempre maggiore considerazione anche grazie all'installazione di stazioni automatiche in ausilio alle tradizionali osservazioni eseguite tramite operatore.

L'utilizzo di stazioni nivo-meteorologiche automatiche in quota presenta notevoli vantaggi quali la possibilità di disporre di misure di precipitazione nevosa e di spessore del manto anche in luoghi remoti, di difficile accesso e dunque non fruibili dagli operatori nivologici.

D'altra parte proprio la completa automatizzazione delle procedure comporta che le misure possano essere alterate da fattori di disturbo quali anomalie, malfunzionamento, instabilità dei sensori, interferenze, e così via, le quali vanno a falsare il reale andamento dei dati.

La disponibilità di osservazioni di elevata qualità, controllate e corrette da eventuali errori è un aspetto di fondamentale im-

portanza nelle applicazioni in campo idrologico, ingegneristico, nella prevenzione dei rischi naturali, nell'analisi climatologica e negli studi sui cambiamenti climatici: per questo motivo negli ultimi anni la comunità scientifica internazionale ha dedicato sempre maggior interesse all'argomento definendo le linee guida per il controllo di qualità dei dati meteorologici (WMO 1982; Zahumensky, I., 2004; Aguilar et al., 2004), sviluppando tecniche di controllo basate sulla plausibilità delle misure e sulla loro consistenza spazio-temporale (Eischeid et al., 1994; Zhang, 2004; Stèpànek, 2009). In Italia i Servizi Nivo-meteorologici regionali hanno già raggiunto importanti risultati per quanto riguarda il controllo di qualità dei dati di temperatura e precipitazione mentre non è ancora stata sviluppata una efficace procedura di controllo dei dati nivometrici (Salvati e Brambilla, 2008).

In Piemonte il Servizio Nivologico presso l'Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale (ARPA) si avvale di una Rete di 110 stazioni nivometriche per il monitoraggio delle precipitazioni nevose sull'intero arco alpino piemontese (Figura 1a). La rete è composta da 34 stazioni a rilevamento manuale e 76 a rilevamento automatico dotate di nivometri ad ultrasuoni (Figura 1b): queste ultime effettua-

no misure di spessore del manto nevoso ad elevata risoluzione temporale e, grazie ad un sistema di trasmissione dei dati via radio al Centro Funzionale, permettono di avere misure in tempo reale e dunque di monitorare le precipitazioni nevose anche in situazioni di criticità.

Ad oggi i dati nivometrici registrati dalla rete di ARPA Piemonte vengono controllati manualmente da un operatore che ogni giorno ne verifica la correttezza e conferma/invalida il dato. Questo studio si propone di fornire un supporto alla validazione manuale dei dati nivometrici attraverso lo sviluppo di un algoritmo per l'identificazione dei dati sospetti, quali brusche variazioni nello spessore del manto nevoso, outliers (misure "distanti" dagli estremi climatici di riferimento) oppure valori improbabili data la stagionalità della precipitazione nevosa.

L'algoritmo utilizza una serie di test di soglia sulla temperatura dell'aria per verificare la plausibilità di accumulo/fusione della neve ed invalida i dati anomali. L'accuratezza di questa tecnica è stata valutata confrontando la serie validata automaticamente attraverso l'algoritmo con la corrispondente serie validata manualmente dai nivologi, considerata come "verità".

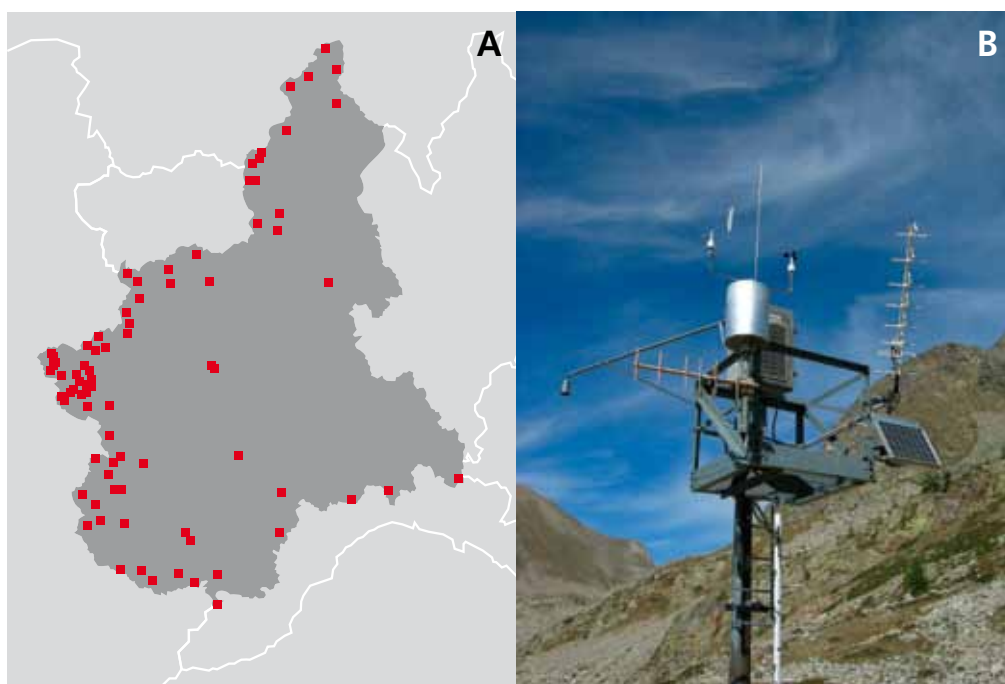
LE MISURE UTILIZZATE

Tra tutte le stazioni automatiche disponibili ne sono state selezionate 43 distribuite omogeneamente sul territorio e rappresentative di quote tra i 150 m s.l.m. e i 2800 m s.l.m. (Figura 2).

Per ognuna di esse sono stati considerati i dati di spessore del manto nevoso rilevati ogni 30', in particolare quelli delle ore 0700 UTC (HS_{mis}) convenzionalmente indicati come rappresentativi della situazione giornaliera, i corrispondenti dati validati manualmente dai nivologi (HS_{val}) ed i valori di temperatura dell'aria T_a registrati ogni 30'.

Ai fini di valutare l'affidabilità delle misure della rete nivometrica attualmente operativa si è ritenuto opportuno concentrarsi sul periodo più recente e si è focalizzata l'attenzione sulle ultime stagioni nivologiche, dal 01/10/2008 al 29/02/2012.

Fig. 1 - Distribuzione spaziale della rete di stazioni nivo-meteorologiche gestite da ARPA Piemonte (a). Stazione meteorologica automatica con sensore nivologico ad ultrasuoni (b).



Denominazione	Quota (m s.l.m.)	Utm_x (m)	Utm_y (m)	Inizio operativita'
ALBANO VERCELLESE	155	452241	5031988	04/08/1988
BRA	285	409096	4950597	05/05/1993
CUNEO CASCINA VECCHIA	575	382741	4914224	30/05/2002
BOVES	575	385442	4910296	14/01/1988
PRIERO	610	429031	4914348	04/08/1993
FEISOGLIO	770	429551	4933078	22/11/1995
PONZONE BRIC BERTON	773	463454	4929755	10/05/1989
CAPANNE MARCAROLO	780	481677	4934651	07/06/1989
SALBERTRAND	1010	334301	4993216	15/11/1990
PIEDICAVALLO	1040	418813	5060264	11/09/1996
VAL CLAREA	1135	340068	5000850	09/02/1996
FORNO ALPI GRAIE	1215	361004	5024732	10/12/1996
COLLERETTO	1240	395253	5033160	09/02/1999
PIANI DI CARREGA	1245	514956	4940241	30/05/2001
PAESANA	1265	362370	4947015	05/12/1993
PRERICHARD	1353	320334	4994017	12/06/1990
PRALY	1385	346730	4974411	27/07/1993
VALDIERI	1390	361709	4896272	29/07/1993
ALPE CHEGGIO	1460	431711	5104080	11/05/1996
BIELMONTE	1480	428083	5057024	29/05/2002
PIAMPRATO	1555	388706	5045997	07/08/1993
PONTECHIANALE	1575	345555	4941889	27/07/1993
ACCEGLIO	1610	339567	4927939	14/06/1989
PALANFRE	1625	379312	4894654	28/06/2001
ALPE DEVERO	1634	443114	5129624	29/10/1991
ARGENTERA	1680	335978	4918048	17/09/1996
CASTELMAGNO	1755	354208	4918133	19/09/1996
RIFUGIO MONDOVI	1760	398757	4894142	15/10/1997
ELVA	1770	348294	4934502	09/06/2001
MALCIAUSSIA	1800	354672	5007898	15/06/2000
SAUZE CESANA	1840	335756	4973540	10/07/1998
DIGA DEL CHIOTAS	2020	366881	4891327	27/06/2001
SESTRIERE	2020	332444	4979926	09/10/1996
PIAN DELLE BARACCHE	2135	351816	4934725	10/08/1987
CLOT DELLA SOMA	2150	337795	4983288	23/10/1996
COLLE BERCIA	2200	325119	4976764	18/10/1996
LAGO PILONE	2280	332693	4985596	21/10/1988
LAGO AGNEL	2304	354620	5036811	10/10/1996
COLLE LOMBARDA	2305	352095	4896831	24/09/1987
BOCCHETTA DELLE PISSE	2410	414792	5081006	21/10/1987
FORMAZZA	2453	450779	5142603	27/10/1988
RIFUGIO GASTALDI	2659	354502	5017939	25/09/1987
PASSO DEL MORO	2820	420822	5094426	11/04/1988

Fig. 2 - Denominazione delle stazioni nivometeorologiche considerate per lo sviluppo e la verifica dell'algoritmo.

© AINEVA

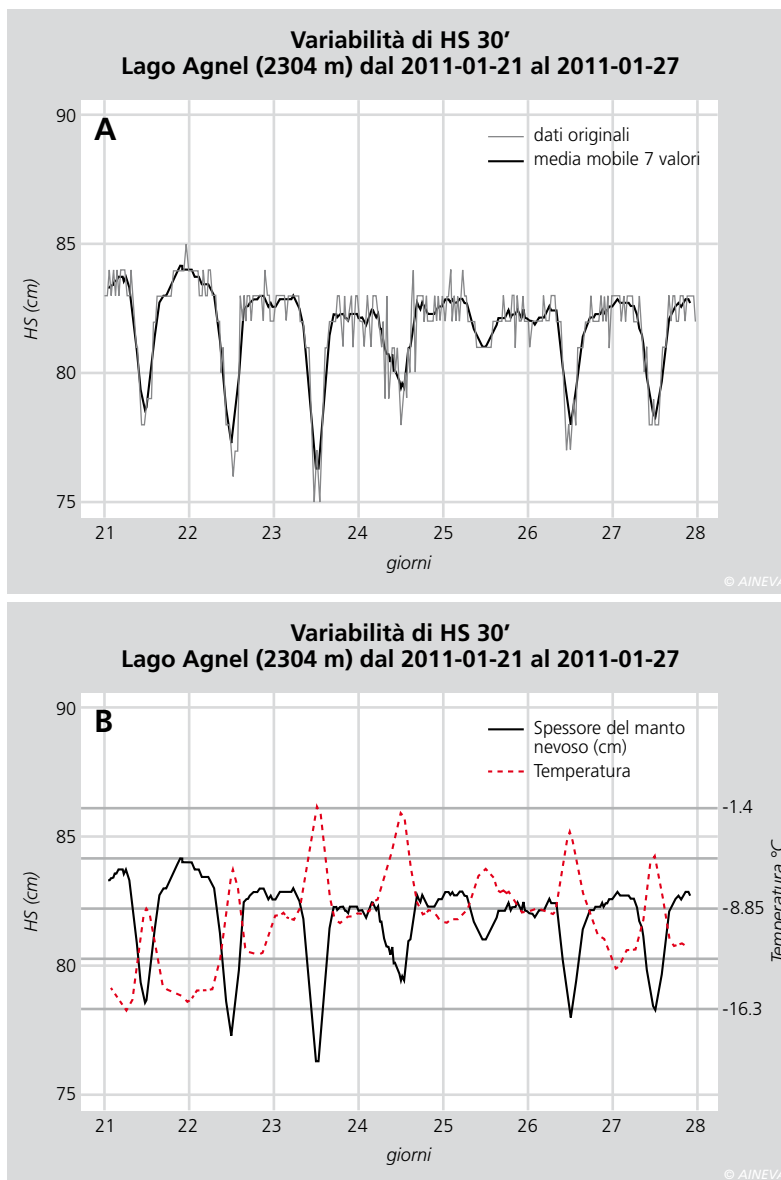
CRITICITÀ NEL RILEVAMENTO DELLA NEVE AL SUOLO CON I NIVOMETRI AD ULTRASUONI

Inizialmente sono state considerate le serie nivometriche a risoluzione di 30' per valutare l'evoluzione giornaliera dello spessore del manto nevoso e per evidenziare eventuali aspetti critici legati al rile-

vamento attraverso i sensori automatici. L'analisi ha messo in luce la variabilità delle misure di spessore del manto nevoso (HS) in un range di ± 3 cm imputabile alla precisione dello strumento. Questo effetto può essere attenuato applicando ai dati misurati la media mobile, come mostrato nella Figura 3a che riporta il caso della stazione di Lago Agnel (2304 m s.l.m.) nel periodo tra il 21 ed

il 27 Gennaio 2011: la media mobile a 7 valori permette di ridurre le fluttuazioni delle misure. Sono poi state messe in relazione le serie filtrate di HS e di temperatura dell'aria (Figura 3b): da quest'ultimo grafico risulta evidente la dipendenza di HS dalla temperatura: in condizioni di manto nevoso stabile (nessuna precipitazione, fusione trascurabile) il valore misurato di HS di-

Fig. 3 - Spessore del manto nevoso registrato dalla stazione nivometrica automatica di Lago Agnel (2304 m s.l.m.) tra il 21 ed il 27 gennaio 2011: (A) confronto tra le misure originali a risoluzione temporale di 30' (grigio) ed i valori ottenuti applicando la media mobile a 7 valori (nero) e (B) confronto tra lo spessore del manto nevoso e la temperatura dell'aria: in corrispondenza del picco termico diurno e si osserva una diminuzione di HS.



minuisce al crescere della temperatura e si osserva una chiara corrispondenza tra la curva termica giornaliera (ciclo diurno) e la diminuzione di HS di circa 5 cm nelle ore più calde del giorno per poi attestarsi nuovamente sui valori iniziali. Dopo aver messo in luce alcune caratteristiche generali delle serie nivometriche delle stazioni automatiche, è stata effettuata un'analisi sistematica al fine di confrontare i dati misurati di spessore del manto nevoso alle ore 0700 UTC ed i corrispondenti dati validati manualmente dai nivologi ("verità") ed evidenziarne le differenze. Questo tipo di approccio ha permesso di individuare i valori errati e rilevare le situazioni di criticità nella misura di HS. Tra esse riveste particolare importanza l'azione delle raffiche di vento: esse possono accumulare o disperdere la

neve al suolo ed in questi casi il sensore effettua una misura precisa localmente ma non rappresentativa delle condizioni del manto nevoso nell'area circostante. Tale eventualità può inoltre indurre in errore qualora si voglia stimare la quantità di neve fresca o di neve fusa a partire dalla differenza di valori giornalieri consecutivi di HS. Un'ulteriore criticità si presenta alla fine della stagione nivale dopo la completa fusione del manto, oppure, per le stazioni a bassa quota, in caso di prolungata assenza di neve al suolo. In questi casi sotto al sensore può crescere vegetazione e dunque il nivometro misura l'altezza dell'erba piuttosto che l'effettivo spessore del manto nevoso. Infine un'altra possibile fonte di errore di misura consiste nell'interferenza di ostacoli che coprono temporaneamente il sensore e

dunque provocano picchi isolati nella serie di misure.

In base alle criticità evidenziate sono stati elaborati dei criteri per filtrare i dati anomali e sono stati implementati in un algoritmo sviluppato in R (R, 2010).

DESCRIZIONE DELL'ALGORITMO DI VALIDAZIONE

L'algoritmo presentato si propone di validare le misure di spessore del manto nevoso a livello giornaliero ed utilizza i seguenti dati:

- HS misurato (HS_{mis}) delle ore 0700 UTC; se il dato non fosse presente viene considerato quello precedente o quello successivo;
- HS validato manualmente (HS_{val});
- Temperatura media, massima e minima (T_m, T_{max}, T_{min})

ed effettua una serie di test che mirano ad identificare i dati anomali.

Inizialmente vengono invalidati i dati negativi e rimpiazzati con valore zero. Successivamente vengono identificate ed invalidate le variazioni brusche di HS_{mis} , ovvero vengono classificati come *outliers* tutti quei valori che presentano uno scarto dal valore validato del giorno precedente superiore ad una determinata soglia. I valori di soglia sono derivati dall'analisi climatica dell'innevamento sulle Alpi Piemontesi sul periodo 1925-2010 (Terzago, 2012) e sono fissati rispettivamente a 150 cm per il massimo accumulo giornaliero di precipitazione nevosa e 50 cm per la massima fusione giornaliera.

Nella seconda fase viene effettuato un controllo sull'accumulo di neve tramite il confronto con i dati di temperatura. In particolare vengono invalidati gli aumenti di spessore del manto nevoso rispetto ad HS_{val} del giorno precedente se, nell'arco delle 24 ore si è registrata una temperatura dell'aria minima $T_{min} > 2^\circ C$.

Data la forte variabilità delle misure viene accettata come verosimile una discrepanza massima di 3 cm tra i due valori di HS. Un caso particolare si verifica quando HS_{val} al tempo $t-1$ è nullo: in questi casi,

se nelle 24 ore successive $T_{min} > 2^{\circ}C$ per continuità nell'assenza del manto nevoso si dovrà avere $HS_{mis} = 0$ al tempo t . In caso contrario HS_{mis} viene invalidato e posto a zero.

Nella terza fase viene effettuato un controllo sulla fusione del manto nevoso. L'ipotesi è che si abbia fusione quando $HS_{val}(t-1) > 0$ e la temperatura media $T_m(t) > 0$ (dove t è il tempo espresso in giorni). In questi casi viene stimata la quantità di neve fusa $m_i(t)$ ($i=1,2,3$), con tre differenti modelli (Schmidlin et al., 1995):

$$m_1(t) = 25.4 * 0.08 * T_m(t) \quad (\text{Carr, 1998})$$

$$m_2(t) = 25.4 * 0.05 * T_m(t) \quad (\text{Wiesner, 1970})$$

$$m_3(t) = 25.4 * 0.02 * T_m(t) \quad (\text{Bruce and Clark, 1966})$$

Dalla stima della quantità di neve fusa viene calcolato lo spessore "teorico" del manto nevoso $HS_{prev,i}$ per ognuno dei tre modelli come:

$$HS_{prev,i}(t) = HS_{val}(t-1) - m_i(t)$$

Se $HS_{prev,i} < 0$ viene imposto $HS_{prev,i} = 0$.

Sono state confrontate le tre serie di $HS_{prev,i} - HS_{mis}$ relative alla stazione campione di Elva e si è appurato che il modello di Bruce and Clark (1966) fornisce un Residual Mean Error leggermente inferiore rispetto agli altri due. Tuttavia, siccome non si sono riscontrate differenze sostanziali nell'accuratezza dei modelli si è deciso di utilizzare la combinazione dei tre piuttosto che limitare la scelta ad uno solo.

Viene quindi considerata, al tempo t , la differenza tra HS previsto e HS misurato:

$$\Delta HS_i = HS_{prev,i} - HS_{mis}$$

Se per almeno uno dei tre modelli la differenza ΔHS è in valore assoluto inferiore o uguale ad un valore di soglia stimato

empiricamente di 12 cm il dato è considerato valido

$$|\Delta HS_i| \leq 12 \Rightarrow HS_{mis} \text{ OK}$$

altrimenti viene effettuato un controllo sulla temperatura per verificare se è possibile che abbia nevicato. Se:

$$\begin{cases} -\Delta HS_i > 12 \text{ cm (ovv. } HS_{mis} > HS_{prev} + 12) \\ HS_{mis}(t) - HS_{val}(t-1) > 3 \text{ cm} \\ T_{min} < 2^{\circ}C \end{cases}$$

$$\Rightarrow HS_{mis} \text{ OK, precip. nevosa}$$

si suppone che vi sia stata precipitazione nevosa ed il dato viene confermato.

Se non si ricade in uno di questi due casi si assume che la discrepanza sia imputabile all'azione del vento ed il dato viene invalidato. Tutti i dati che non sono stati invalidati dai test sopra descritti vengono confermati. Alla fine di questo processo si ottiene una serie filtrata HS_{mod} , derivata da HS_{mis} , in cui sono stati invalidati tutti i dati anomali e sono stati posti a zero i falsi positivi registrati in assenza di manto nevoso ed i dati negativi. Ad ogni valore di HS_{mis} è associato un flag di validazione che indica se il dato è confermato o, altrimenti, per quale test è stato invalidato.

VALUTAZIONE DELL'ALGORITMO

Il procedimento di validazione automatica sopra descritto è stato applicato a tutte le 43 serie nivometriche di Figura 2 sul massimo periodo considerato (dal 01/10/2008 al 29/02/2012): per ogni stazione sono state ottenute una serie filtrata HS_{mod} ed una serie con i flag di validazione. L'ampio dataset a disposizione ha permesso di valutare l'accuratezza dell'algoritmo testandolo su più di 40.000 dati. Inizialmente è stata calcolata la frequenza di occorrenza dei flag di validazione (frequenza totale, relativa a tutti i casi di studio, Figura 4): il 55% dei dati invalidati è stato individuato attraverso il test sulla temperatura che scarta i casi in cui si è registrato un aumento di spessore del manto nevoso in assenza di precipitazione.

Segue il test "logico" che impone la non negatività dei dati nivometrici (43%). Meno del 2% dei dati invalidati è stato scartato perché indicava una eccessiva fusione del manto nevoso mentre è esiguo, ma non per questo trascurabile, il numero di outliers. Sono poi state confrontate le serie filtrate HS_{mod} sia con il dato originale misurato HS_{mis} che con le serie validate manualmente dai nivologi HS_{val} ("verità"). Nelle Figure 5 e 6 è riportato il caso relativo alla stazione di Elva. Dal confronto di HS_{mod} con i dati originali si evince che il procedimento applicato risulta efficace nell'individuare e correggere i falsi positivi nella stagione di assenza del manto nevoso. Se si confronta la serie filtrata con quella osservata ("verità") emerge un buon accordo lungo tutto il periodo di osservazione, fatta eccezione per alcuni dati erroneamente invalidati (falsi allarmi) nella stagione invernale 2008-09 ed altri erroneamente accettati nella stagione estiva 2010. L'analisi qui descritta è stata ripetuta per tutte le stazioni. In particolare per ogni stazione, ogni valore HS_{mod} è stato validato tramite confronto con il corrispondente valore osservato HS_{val} . Alla fine del procedimento è stata costruita una tabella di contingenza (Figura 7) che conteggia il numero di valori correttamente invalidati, correttamente confermati, erroneamente invalidati (falsi allarmi) ed erroneamente confermati (misses). Dalla somma dei risultati parziali delle singole stazioni viene calcolata una tabella di

Fig. 4 - Risultati della validazione automatica dei dati nivometrici di 43 stazioni sul periodo 01/10/2008-29/02/2012: il grafico riporta le frequenze dei flag associati ai dati validati. Il test in base al quale vengono invalidati più dati è quello sulla temperatura (flag=3), seguito dal criterio di "non negatività" dei dati di HS (flag=1).

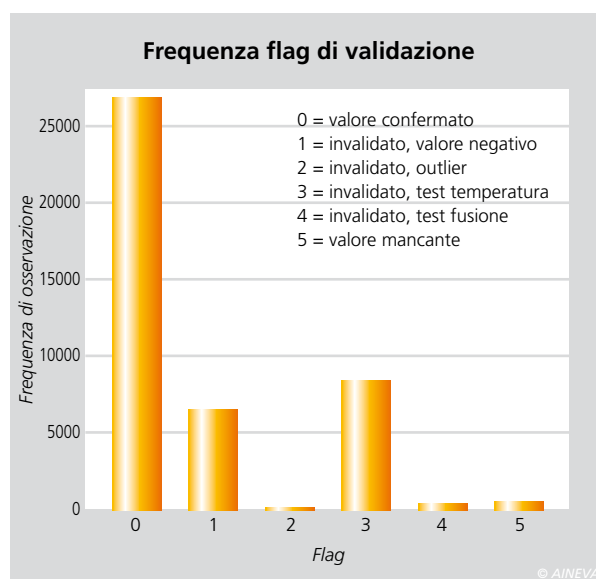




Fig. 5 - Confronto tra la serie di spessore del manto nevoso filtrata attraverso l'algoritmo di validazione (rosso) e la serie originale misurata (grigio) nella stazione di Elva (1770 m): l'algoritmo individua e corregge efficacemente i falsi positivi nella stagione di assenza del manto nevoso.

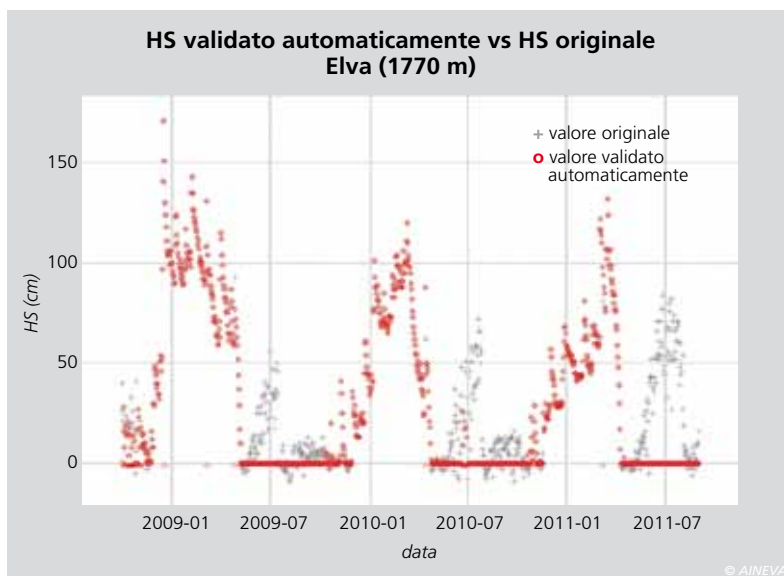
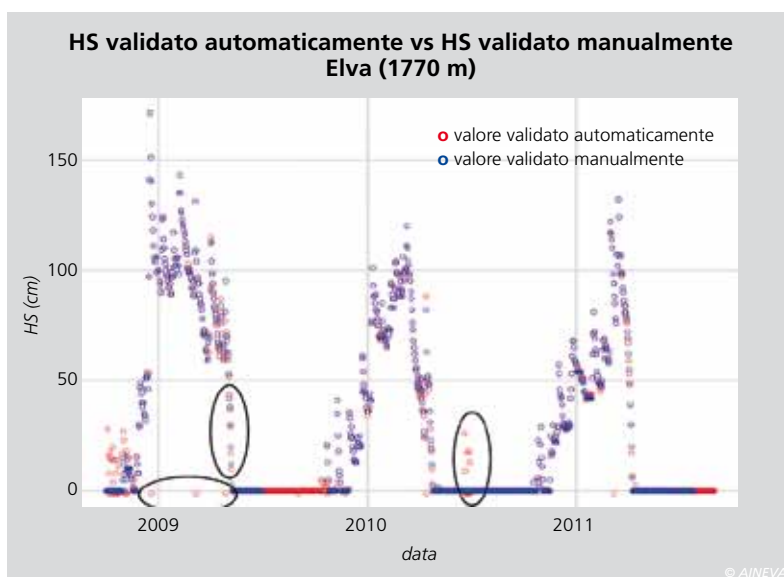


Fig. 6 - Confronto tra la serie di spessore del manto nevoso filtrata attraverso l'algoritmo di validazione (rosso) e la serie dei dati validati manualmente (blu) per la stazione di Elva (1770 m). La corrispondenza tra le serie è buona, le discrepanze sono messe in evidenza.



contingenza *totale* ed i relativi indici statistici che descrivono le proprietà medie dell'algoritmo (Figura 7). L'accuratezza del metodo proposto, ovvero la probabilità che l'algoritmo classifichi correttamente i dati nivometrici, è del 98%, dunque molto elevata. La probabilità di avere un falso allarme, cioè la probabilità che venga invalidato un dato corretto, è dello 0,7%, mentre la probabilità di commettere l'errore opposto, ovvero di confermare un dato sbagliato, è di poco superiore, infatti il bias è leggermente inferiore a zero. L'algoritmo si rivela quindi affidabile nell'identificazione dei valori anomali e tende ad essere conservativo, ovvero l'errore più frequente è di confermare un dato anomalo piuttosto che invalidarne uno corretto. Continuando l'analisi degli errori di validazione si trova che il 17% degli errori sono falsi allarmi (dati erroneamente invalidati), i rimanenti sono errori di misura non identificati. Di questi, nel 64% dei casi lo spessore del manto nevoso HS_{val} è inferiore a 10 cm e nel 45% dei casi $HS_{val} < 10$ cm e la differenza tra il valore misurato e quello osservato è in valore assoluto minore di 10 cm. Di conseguenza le discrepanze tra le serie validate automaticamente e quelle sottoposte a validazione automatica si riscontrano soprattutto quando l'innevamento è scarso.

		VALIDAZIONE MANUALE "OSSERVAZIONE"	
		OK	INVALIDATO
VALIDAZIONE AUTOMATICA	OK	Confermati corretti (Correct Negatives, CN)	Falsi negativi (Misses, M)
	INVALIDATO	Falsi allarmi (False Alarm, FA)	Invaldati Corretti (Hits, H)

$$ACC = \frac{H + CN}{H + M + FA + CN}$$

Accuratezza: percentuale di classificazioni corrette
Valore teorico: ACC = 1

$$POD = \frac{H}{H + FA}$$

Probabilità di rilevare correttamente la neve
Valore teorico: POD = 1

$$CSI = \frac{H}{H + M + FA}$$

Indice di successo critico
Valore teorico: CSI = 1

$$FAR = \frac{FA}{H + FA}$$

Probabilità di avere un falso allarme
Valore teorico: FAR = 0

$$BIAS = \frac{H + FA}{H + M}$$

Rapporto tra sovrastima e sottostima
Valore teorico: BIAS = 1

		VALIDAZIONE MANUALE "OSSERVAZIONE"	
		OK	INVALIDATO
VALIDAZIONE AUTOMATICA	OK	26171 (CN)	565 (M)
	INVALIDATO	113 (FA)	15033 (H)

ACC	0.98
POD	0.96
CSI	0.96
FAR	0.007
BIAS	0.97

© AINEVA

CONCLUSIONI

In questo studio viene proposto un metodo per identificare automaticamente i valori anomali delle serie nivometriche delle stazioni meteorologiche automatiche.

La tecnica si basa su una serie di test di soglia che permettono di individuare i valori non verosimili, *outliers* e valori che implicano precipitazione nevosa/fusione non compatibile con la temperatura.

L'algoritmo, testato su più di 40.000 dati, dimostra un'accuratezza media del 98% mentre la probabilità di invalidare un dato corretto è dello 0,7%: grazie alla sua elevata affidabilità si rivela dunque un efficace strumento di validazione dei dati nivometrici e potrà essere utilizzato a supporto del lavoro svolto dagli operatori nivologici.

La semplicità dei test logici proposti permette di applicare l'algoritmo anche ad altre realtà territoriali ove siano presenti stazioni nivo-meteorologiche automatiche che effettuano misure di temperatura dell'aria contestualmente a quelle di spessore del manto nevoso: sarà sufficiente adattare i valori climatologici di riferimento in base all'area considerata e determinare i valori di soglia relativi alla precisione dei sensori nivometrici.

A sinistra, fig. 7 - Tabella di contingenza utilizzata per la valutazione dell'algoritmo e relativi indici statistici.

Bibliografia

- Aguilar E., Auer I., Brunet M., Peterson T., Wieringa J. (2004) - Guidance on metadata and homogenization. Technical report, WMO-TD No. 1186.
- Carr D.A. (1998) - Snowpack modeling using daily climatological data. Processing of the 45th Eastern Snow Conference, Lake Placid, NY, Eastern Snow Conference, 176-180.
- Bruce J.P., Clark R.H. (1966) - Introduction to Hydrometeorology. Pergamon Press, 317 pp.
- Eischeid J.K., Baker C.B., Karl T.R., Diaz H.F. (1995) - The Quality Control of Long-Term Climatological Data Using Objective Data Analysis. Journal of Applied Meteorology, 34, 2787-2795.
- Salvati M., Brambilla E. (2008) - Data quality control procedures in Alpine meteorological services. FORALPS Technical Report, 1. Università degli Studi di Trento, Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Trento, Italy, 28 pp.
- Terzago S., 2012. Climate change in the Alps: analysis of snow precipitation variability during the period 1926-2010 using historical and satellite series. Tesi di Dottorato Università di Torino Dip. Scienze della Terra, 217 pp.
- Schmidlin T.W., Wilks D.S., McKay M., Cember R.P. (1995) - Automated quality control procedure for the "water equivalent of snow on the ground" measurement. Journal of Applied Meteorology, 34 (1), 143-151.
- Wiesner. C.J. (1970) - Hydrometeorology. Chapman et al., Ltd., 232 pp.
- R Development Core Team. (2010) - R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0
- Štěpánek P., Zahradníček P., Skalák P. (2009) - Data quality control and homogenization of air temperature and precipitation series in the area of the Czech Republic in the period 1961-2007, Advances in Science and Research, 3, 23-26.
- WMO, 1982: Guide on the global data-processing system. World Meteorological Organization, WMO (Series); no. 305; 1982 edition.
- Zahumensky, I., 2004: World Guidelines on Quality Control Procedures for Data from Automatic Weather Stations. World Meteorological Organization.
- Zhang X., Yang F. (2004) - RClimDex (1.0) User Manual. Climate Research Branch Environment Canada, Downsview, Ontario, Canada.



BARRIERE FERMA

Roberto Castaldini
ingegnere forestale libero
professionista - consulente
via Mocenigo, 4 - 37138 Verona
info@studiocastaldini.it

La determinazione delle effettive azioni esercitate dalla pressione della neve sulle strutture di sostegno permanenti del manto nevoso nella zona di distacco delle valanghe risulta essere un'operazione assai complessa. Per il calcolo si fa generalmente riferimento alle Direttive Svizzere per la **"Costruzione di opere di premunizione contro le valanghe nella zona di distacco"** edizione 2007 emanate dall'UFAM (Ufficio Federale per l'Ambiente) e dal WSL (Istituto Federale Svizzero per lo Studio della Neve e delle Valanghe) di Davos. Le formule riportate nelle Direttive rappresentano inevitabilmente e necessariamente una semplificazione rispetto a quanto avviene in natura, ma presentano il grande pregio di essere di immediata comprensione, di facile impiego e la loro validità è stata perlopiù confermata dall'esperienza sul campo. L'adottare come riferimento per il calcolo delle forze agenti sulla struttura le Direttive Svizzere (DS) non esonera tuttavia il progettista dell'intervento da una indispensabile verifica della loro applicabilità, e, se il caso, da una opportuna ed attenta taratura dei parametri, particolarmente per contesti geografici e climatici differenti da quello alpino svizzero. A tal fine si sono riscritte le formule nel modo più generale possibile in funzione dei parametri D_k , ρ e ψ , e si è eseguita una semplice analisi di sensitività dei principali parametri in gioco. I grafici così ottenuti possono costituire un rapido e utile strumento per un pre-dimensionamento di massima delle strutture fermaneve.

pressione
specifica del
manto nevoso

NEVE



PREMESSA

La determinazione delle azioni esercitate dalla pressione della neve sulle strutture di sostegno permanenti del manto nevoso nella zona di distacco delle valanghe risulta essere un'operazione assai complessa. Spesso infatti si manifestano fenomeni difficilmente prevedibili anche con attente osservazioni e misurazioni. Il manto nevoso è un mezzo stratificato, disomogeneo, anisotropo dove la densità e le velocità di scorrimento e di slittamento, che determinano l'entità degli sforzi di taglio e quindi la pressione, variano da strato a strato e da zona a zona; inoltre il manto nevoso modifica le proprie caratteristiche meccaniche più o meno rapidamente nel tempo e nello spazio, in funzione della temperatura.

Le formule di calcolo, cui si fa generalmente ricorso, riportate nel presente articolo, rappresentano inevitabilmente e necessariamente una semplificazione rispetto a quanto avviene in natura.

Nella loro formulazione originaria furono proposte da R. Haefeli nel 1954 e successivamente modificate sulla base di dati empirici da B. Salm (1960) e M.R. De Quervain (1963) ed infine recepite dalle Direttive svizzere. Tali formule presentano

il grande pregio di essere di immediata comprensione, di facile impiego e la loro validità è stata perlopiù confermata dalle misurazioni effettuate nella realtà (Kummerli 1958, Margreth 1995, Rammer 2009).

Per il calcolo delle forze agenti sulla struttura si fa dunque generalmente riferimento alle Direttive Svizzere per la "Costruzione di opere di premunizione contro le valanghe nella zona di distacco" edizione 2007 emanate dall'UFAM (Ufficio Federale per l'Ambiente) e dal WSL (Istituto Federale Svizzero per lo Studio della Neve e delle Valanghe) di Davos, mentre per il dimensionamento strutturale e la verifica si adottano gli usuali metodi della Scienza delle Costruzioni, in particolare quello semi-probabilistico agli stati limite (SLU ed SLE), facendo riferimento, nel caso specifico italiano, alle *Nuove Norme Tecniche* (NTC2008) D.M. Infrastrutture 14 gennaio 2008 e 06 maggio 2008 ed alla Circolare interpretativa del Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici n. 617 del 02 febbraio 2009, ovvero, nel caso europeo, all'Eurocodice 3 sulle costruzioni di acciaio (nella maggior parte dei casi le strutture fermane sono strutture di acciaio; possono essere

strutture di legno, nel caso di rastrelliere o ponti da neve temporanei; nonostante qualche raro esempio di installazione in Svizzera, il calcestruzzo armato precompresso di fatto non si adopera più a causa dei maggiori peso, dimensioni e costi).

L'adottare come riferimento per il calcolo delle forze agenti sulla struttura le Direttive Svizzere (DS), la cui validità è riconosciuta a livello internazionale e supportata da più di cinquant'anni di esperienza e di validazione sul campo di opere realizzate e calcolate in base alle stesse, non esonera il progettista dell'intervento da una indispensabile verifica della loro applicabilità, e, se il caso, da una opportuna ed attenta taratura dei parametri, particolarmente per contesti geografici e climatici differenti da quello alpino svizzero. È evidente infatti che la neve degli Appennini, dei Pirenei o quella del Caucaso, dell'Islanda, della costa occidentale degli Stati Uniti presenta caratteristiche assai diverse dalla neve alpina e il non tenerne debito conto può comportare spiacevoli sorprese, fino al collasso delle strutture.

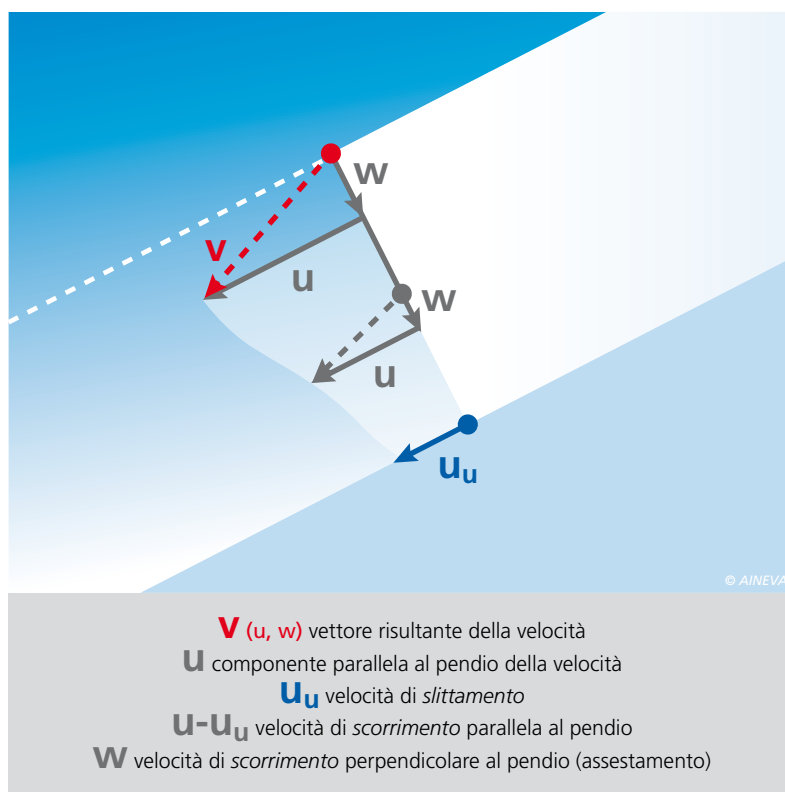
A tal fine si è ritenuto interessante eseguire una semplice analisi di sensitività dei principali parametri in gioco, ovvero definire la variazione della pressione specifica della neve al variare di una o più variabili di input, restando costanti tutte le altre.

PRESSIONE SPECIFICA DELLA NEVE SULLE OPERE DI SOSTEGNO

La pressione esercitata dal manto nevoso su un piano verticale alla linea di massima pendenza è generalmente causata dallo smorzamento locale del movimento di scorrimento (pressione di scorrimento – deformazione plastica interna) e dell'eventuale movimento di slittamento del manto nevoso lungo la superficie del terreno (pressione di slittamento) (figura 1).

Scopo delle opere di sostegno è quello di impedire il distacco di valanghe o, per lo meno, di rendere inoffensivi i movimenti di neve, che non possono essere comple-

Fig. 1 - velocità di scorrimento e di slittamento nel manto nevoso (da DS, 2007).



tamente arrestati, al loro sorgere in modo tale da non acquistare velocità e quindi energia distruttiva. Le valanghe in pieno movimento esercitano forze che le opere di sostegno, di regola, non sono in grado di sopportare.

Le opere di sostegno devono opporre allo scorrimento ed eventualmente allo slittamento del manto nevoso una superficie di sostegno ancorata al terreno, più o meno perpendicolare al pendio e con un'altezza almeno pari a quella del manto nevoso con un tempo di ritorno 100 anni. Ciò comporta un'azione di sbarramento, e le velocità di scorrimento e di slittamento si riducono man mano che la neve si avvicina all'ostacolo. Nella zona di sbarramento, che, per la neve alpina, si estende praticamente su una distanza parallela al pendio uguale ad almeno 3 volte l'altezza verticale della neve H_k (tale distanza dipende essenzialmente dall'entità dello slittamento e dal tipo di neve), si producono nella neve tensioni di compressione supplementari parallele al pendio. figura 2).

Queste tensioni sono assorbite dalla superficie di sostegno con una conseguente diminuzione delle tensioni di taglio ed, eventualmente, di trazione, cause principali della formazione di valanghe di neve a lastroni, che, come noto, sono le più temibili e pericolose. In caso di frattura del manto nevoso, le opere di sostegno impediscono il distacco della vecchia coltre nevosa e limitano la superficie della zona in cui possono propagarsi le fratture di taglio.

Secondo le Direttive svizzere la pressione specifica esercitata dalla neve su di un'opera di stabilizzazione del manto nevoso dipende dai seguenti fattori locali:

- ρ = densità della neve, dipende dal tipo di neve.
- H_{estr} = altezza estrema della neve sul posto dell'opera misurata verticalmente (valore più elevato dell'altezza massima della neve misurata in posto durante un lungo periodo di anni o prevista con metodi di analisi statistica).

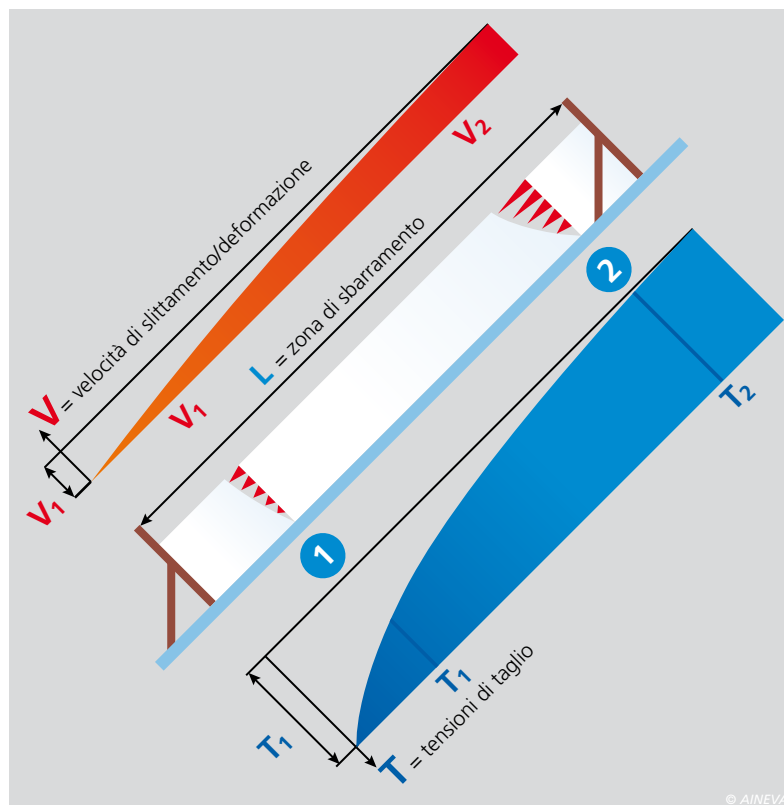


Fig. 2 - Andamento delle velocità di creep e delle tensioni di taglio e relativa zona di sbarramento all'interno del manto nevoso in presenza di un'opera di sostegno (da S. Margreth, 1995).

- k = fattore di scorrimento, dipendente dalla densità della neve e dalla acclività del terreno.
- N = coefficiente di slittamento, dipendente dal tipo di vegetazione, dalla rugosità del terreno e dalla sua esposizione al sole.
- f_c = fattore di altitudine, che caratterizza la dipendenza della densità della neve dall'altitudine.
- f_r = fattore marginale, dipendente dagli intervalli laterali tra le opere e dal coefficiente di slittamento.
- f_s = fattore di riduzione per tener conto di una superficie di appoggio flessibile da adottare nel caso di reti da neve.
- H_k = altezza tra il bordo superiore della rete ed il suolo, misurata verticalmente.
- D_k = distanza tra il bordo superiore della rete ed il suolo, misurata perpendicolarmente al pendio (spessore della neve).
- ψ = angolo massimo di inclinazione del pendio nella zona di distacco.

Alcuni di questi fattori vengono determinati sul posto, mentre altri si ottengono da relazioni generali.

Nella sua formulazione più generale, riportata nelle Direttive svizzere, la compo-

nente parallela al pendio della pressione specifica (per metro lineare) della neve, S'_N , su una superficie perpendicolare al pendio e di lunghezza illimitata lungo la linea di livello è data dalla seguente formula:

$$S'_N = f_s \cdot \rho \cdot g \cdot k \cdot f_c \cdot \frac{H_k^2}{2} \cdot N \quad [1]$$

dove:

f_s = fattore di riduzione per superfici flessibili, funzione dello slittamento del manto nevoso lungo il terreno, della freccia, della forma, inclinazione e delle dimensioni della maglia della rete; per condizioni di slittamento medio e per neve alpina può assumersi $f_s = 0,8$ per le reti da neve, $f_s = 0,9$ per ombrelli da neve ed $f_s = 1,0$ per ponti e rastrelliere da neve.

ρ = densità media della coltre nevosa di altezza estrema, espressa in t/m^3 , dipende dal tipo di neve. Per le Alpi le Direttive svizzere assumono $\rho = 270 \text{ kg/m}^3$: tale valore è valido per le Alpi svizzere ad un'altitudine di 1500 m s.l.m ed un'esposizione ONO-N-ENE; in contesti meteo-climatici diversi da quello alpino, quali ad esempio in Islanda, Caucaso occidentale, le montagne della costa pacifica degli Stati

Uniti e del Canada, dove la neve risulta essere molto più umida, si dovrà considerare una densità media di 400 kg/m^3 ed eventualmente di 500 kg/m^3 o superiore, a seconda dei singoli siti;

$g = 9,81 \text{ m/s}^2$ accelerazione di gravità terrestre

$k = \xi \cdot \sin(2 \cdot \psi)$ coefficiente di scorrimento, funzione della densità media ρ della neve e della inclinazione media ψ del pendio nella zona di distacco ove

$\xi = 2,5 \cdot \rho^3 - 1,8571 \cdot \rho^2 + 1,0607 \cdot \rho + 0,542$ con ρ espresso in t/m^3

$f_c = 1 + 0,02 \cdot \left(\frac{z}{100} - 15\right) = 0,0002 \cdot z + 0,7$

fattore di altitudine il cui valore può variare da un minimo di 1,0 a un massimo di 1,3 e che rappresenta l'aumento gene-

ralmente osservato della densità media della neve in funzione dell'altitudine z m s.l.m.; per l'arco alpino le Direttive svizzere stabiliscono che ad altitudini inferiori a 1.500 m s.l.m si assume $f_c = 1,0$, mentre ad altitudini superiori a 3.000 m s.l.m. si assume $f_c = 1,3$.

H_k = altezza del manto nevoso misurata verticalmente. Per il dimensionamento deve essere $H_k > H_{estr}$ dove H_{estr} corrisponde all'altezza estrema del manto nevoso misurata verticalmente calcolata nel punto di installazione dell'opera per un determinato tempo di ritorno (Le Direttive svizzere prevedono opportunamente un tempo di ritorno di 100 anni). Si ha inoltre $H_k = D_k / \cos \psi$ ove D_k è lo spessore del manto nevoso, misurato normalmente alla linea di massima pendenza.

N = coefficiente di slittamento, funzione

della rugosità del terreno e dell'esposizione al sole, che per l'arco alpino, conformemente alla figura 3 che riprende la tabella 5 delle Direttive Svizzere varia da 1,2 (pendii non esposti al sole con una superficie di elevata rugosità) a 3,2 (pendii esposti al sole con una superficie liscia). Con riferimento alla figura 1, il valore di N dipende sostanzialmente dalla velocità di slittamento sul terreno u_u e dalla velocità di scorrimento (deformazione plastica della neve alla superficie del manto nevoso) $u_p = u - u_u$, secondo la seguente equazione:

$$N = \sqrt{1 + 3 \cdot \frac{u_u}{u_p}}$$

In contesti climatici e morfologici diversi da quello alpino possono aversi valori maggiori del coefficiente di slittamento N , da studiarsi caso per caso misurando le velocità di slittamento e di scorrimento del manto nevoso in situ.

La pressione specifica della neve S'_N fornita dalla [1] è generalmente considerata come costante ed uniformemente distribuita sull'altezza dell'opera di sostegno. Si tratta di una semplificazione drastica in quanto la distribuzione della pressione all'interno del manto nevoso è assai complessa anche in presenza di una coltre nevosa omogenea. La formula [1] deriva da una semplificazione delle equazioni differenziali del manto nevoso (componente statica e componente dinamica) considerato come mezzo continuo assimilabile ad un fluido viscoso di tipo newtoniano incompressibile con comportamento lineare. La realtà è molto più complessa ed in letteratura esistono trattazioni di tipo numerico più sofisticate che partono da modelli costitutivi non lineari decisamente più accurati, che consentono, tra l'altro, di conoscere la reale distribuzione delle pressioni della neve sulla struttura ed ai quali è opportuno far riferimento per lo studio di casi particolarmente complessi.

Si può facilmente dimostrare che la formula [1] può risciversi nel modo seguente:

Fig. 3 - Valori del coefficiente di slittamento N in funzione dell'esposizione e della rugosità della superficie nella zona di distacco della valanga. (da DS, 2007).

CLASSI DI TERRENO	COEFFICIENTE DI SLITTAMENTO	
	esposizione ONO-N-ENE	esposizione ENE-S-ONO
CLASSE I		
accumulo di grossi blocchi ($d > 30 \text{ cm}$)	1,2	1,3
terreno fortemente ricoperto da blocchi rocciosi di piccole e grandi dimensioni		
CLASSE II		
superfici ricoperte da grandi cespugli di ontano o da pini striscianti alti almeno 1 m	1,6	1,8
gibbosità fortemente pronunciate (di altezza superiore a 50 m) ricoperte da cotica erbosa o arbusti		
tracce di passaggio del bestiame in modo pronunciante		
ciottoli grossi ($d = 10 \div 30 \text{ cm}$)		
CLASSE III		
cotica erbosa a stelo breve, cosparsa di piccoli cespugli (erica, rododendro, mirtillo, ginepri, cespugli di ontano e pini striscianti - con altezza inferiore a 1 m)	2,0	2,4
ciottoli piccoli ($d < 10 \text{ cm}$) alternati a cotica erbosa e piccoli cespugli		
gibbosità poco pronunciate (fino a 50 m) ricoperte da cotica erbosa e piccoli cespugli, eventualmente alternate a cotica erbosa liscia e piccoli cespugli		
cotica erbosa con tracce di passaggio di bestiame poco pronunciate		
CLASSE IV		
cotica erbosa liscia, a stelo alto, uniforme	2,6	3,2
lastre di roccia lisce affioranti con stratificazione parallela al pendio		
conche paludose		

© AINEVA

$$S'_N = f_s \cdot f_c \cdot D_k^2 \cdot N \cdot \mu + \tan \psi \quad [2]$$

dove:

$$\mu = 24,525 \cdot \rho^4 - 18,218 \cdot \rho^3 + 10,406 \cdot \rho^2 + 5,317 \cdot \rho \quad [3]$$

Nella formula [2], come peraltro è logico aspettarsi facendo riferimento all'esperienza della realtà fisica del fenomeno, si evince che per il calcolo della pressione specifica della neve su di una struttura fermaneve risulta essere determinante, e quindi dimensionante, il valore dello spessore del manto nevoso D_k . Passando da un valore di $D_k = 3,0$ m ad uno di $D_k = 4,0$ m, a fronte di un incremento del 33% del valore di D_k si ha un incremento del 78% del valore di S'_N e di S'_Q ; vale a dire un corrispondente incremento relativo pari a più del doppio.

La funzione μ indicata nella [3] è una funzione polinomiale continua di 4° grado in ρ , dove $150 \text{ kg/m}^3 \leq \rho \leq 550 \text{ kg/m}^3$; in tale range di valori la funzione μ ha un andamento curvo sempre crescente ed assume un valore massimo pari a 5,285 ed un valore minimo pari a 0,983. Per $\rho = 270 \text{ kg/m}^3$ si ha $\mu = 1,966$. Passando dal valore $\rho = 270 \text{ kg/m}^3$ (assunto a base dei calcoli nelle Direttive svizzere) ad un valore $\rho = 550 \text{ kg/m}^3$, a fronte di un incremento della densità pari a $550 / 270 = 2,04$, corrispondente al 103% in più, si ha un incremento del valore μ pari a 2,69 corrispondente ad un 169% in più.

La componente perpendicolare al pendio della pressione specifica (per metro lineare) della neve S'_Q su una superficie di sostegno perpendicolare al pendio si manifesta quando, a contatto della stessa, viene impedito l'assestamento (aderenza, rugosità) ed è funzione di S'_N secondo la formula:

$$S'_Q = S'_N \cdot \frac{a}{N \cdot \tan \psi} \quad [4]$$

Dove a è una costante che può variare tra $0,30 \leq a \leq 0,50$.

Sostituendo il valore di S'_N nella [4] si

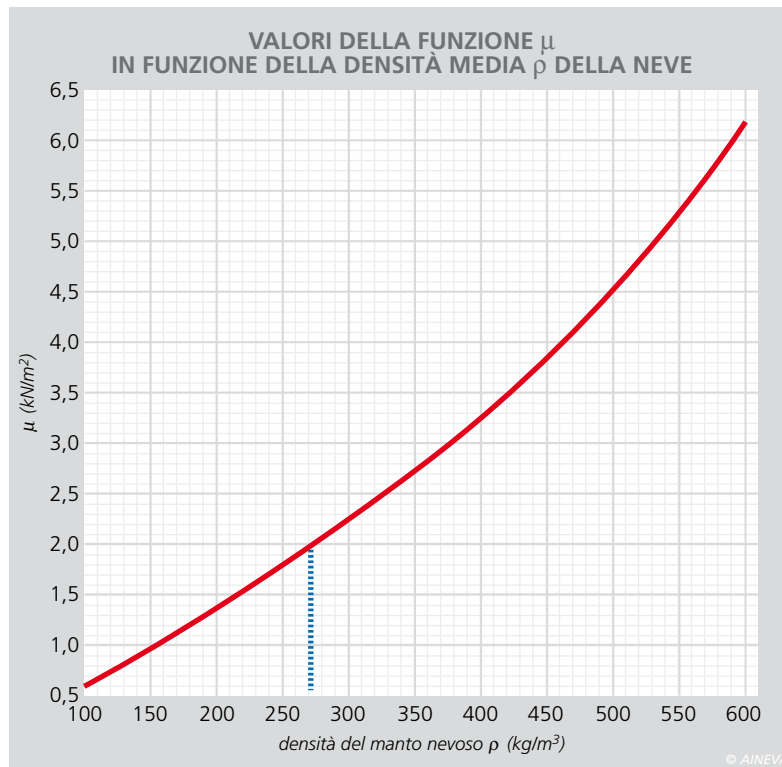


Fig. 4 - Valori di μ in funzione della densità media del manto nevoso ρ .

ottiene la seguente espressione:

$$S'_Q = f_s \cdot f_c \cdot \mu \cdot a \cdot D_k^2 \quad [5]$$

da cui si ricava che S'_Q è invariante rispetto a N e rispetto a ψ .

Quando la superficie della struttura di sostegno non è normale al pendio, le componenti S'_N ed S'_Q devono essere rispettivamente incrementate delle componenti G'_N e G'_Q dovute al peso G' del prisma di neve formato tra la superficie di sostegno e il piano normale al pendio, al fine di ottenere la pressione specifica della neve risultante R' . Il valore di G' dipende dalla geometria e dal tipo di struttura (ponti, rastrelli, reti da neve).

Inoltre, in corrispondenza delle estremità della fila di strutture, poiché la neve può fluire a lato della superficie mentre l'effetto di sostegno si manifesta anche oltre l'estremità della struttura, per effetto della coesione del manto nevoso, si devono tenere in debito conto le forze di bordo supplementari S'_R . Tali forze, conformemente alle Direttive svizzere, dipendono dal coefficiente di slittamento N , dalle dimensioni, dalla forma e dalla rugosità della superficie della struttura di sostegno e sono direttamente proporzionali a S'_N .

Il valore di S'_N risulta dunque essere determinante anche ai fini del calcolo di S'_Q e di S'_R e quindi, in definitiva delle forze risultanti R sulla struttura di sostegno del manto nevoso.

ANALISI DI SENSITIVITÀ

Può essere interessante vedere come variano i valori S'_N ed S'_Q in funzione del variare dei termini ρ (μ), N , ψ e D_k , assumendo $a = 0,50$ e f_c ed f_s costanti.

Le formule [2] e [5] sono state dunque graficate, assumendo valori costanti per $f_s = 0,8$ (corrispondente al caso tipico delle reti da neve, che risulta essere la tipologia di struttura fermaneve maggiormente impiegata sull'arco alpino) e per $f_c = 1,1$ (corrispondente al caso tipico di quota della zona di distacco pari a 2000 m s.l.m. in accordo alle Direttive svizzere) e facendo variare singolarmente i seguenti parametri:

- densità media del manto nevoso nella zona di distacco ρ (t/m^3)
- spessore del manto nevoso nella zona di distacco D_k (m)
- angolo di inclinazione del pendio nella zona di distacco ψ ($^\circ$)
- coefficiente di slittamento nella zona di distacco N

Fig. 5 - Variazione del valore delle componenti S'_N ed S'_Q della pressione specifica della neve sull'opera di sostegno in funzione del valore della densità media del manto nevoso ρ per diversi valori di spessore del manto nevoso D_k , nel caso in cui $\psi = 45^\circ$ ed $N = 3,2$.

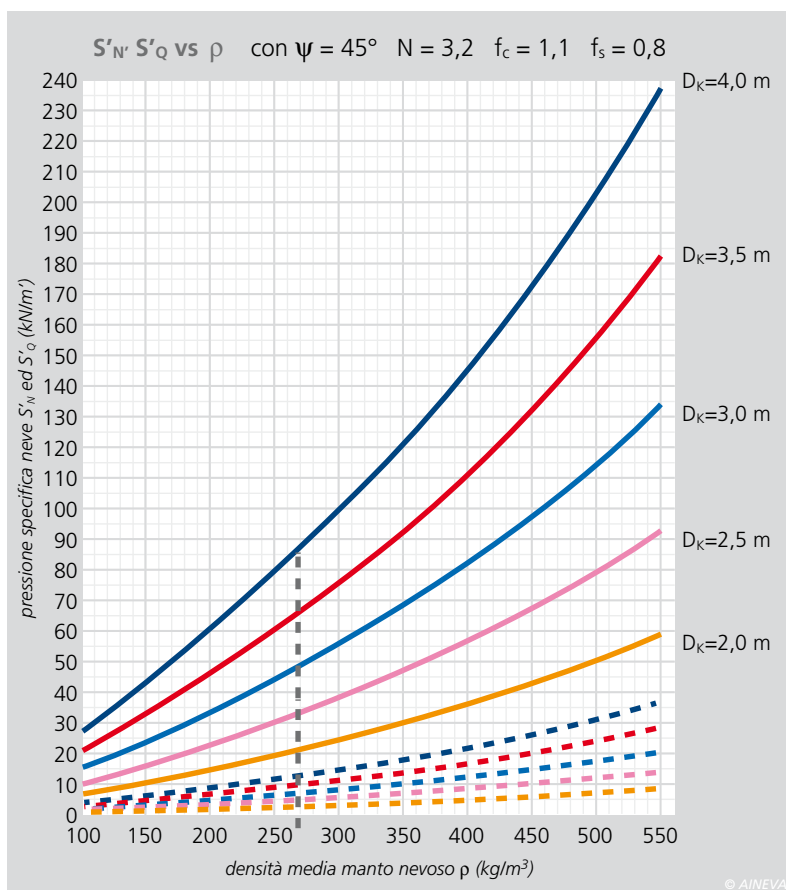
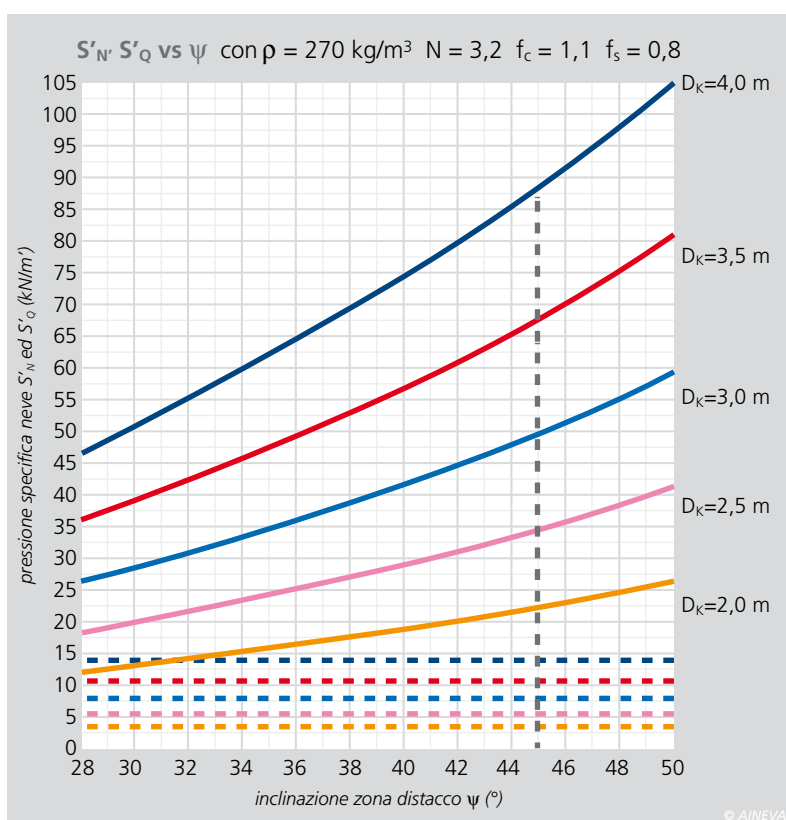


Fig. 6 - Variazione del valore delle componenti S'_N ed S'_Q della pressione specifica della neve sull'opera di sostegno in funzione del valore dell'inclinazione del pendio nella zona di distacco ψ per diversi valori di spessore del manto nevoso D_k , nel caso in cui $\rho = 270$ kg/m³ ed $N = 3,2$.



La figura 5 evidenzia che il valore della componente parallela al pendio della pressione specifica della neve, S'_N , nell'intervallo 100 kg/m^3 (neve fresca farinosa) $\leq \rho \leq 550 \text{ kg/m}^3$ (neve molto

umida), cresce con andamento curvilineo di forma approssimativamente parabolica al crescere del valore della densità ρ . All'aumentare della densità ρ , per i diversi valori di spessore del manto nevoso

D_k , le parabole tendono a divergere. Ciò sta a significare, che la pressione specifica della neve non è direttamente proporzionale alla densità media del manto nevoso e che un aumento della densità media si riflette in un maggiore aumento della pressione specifica della neve. Passando da un valore di densità media di 270 kg/m^3 (valore standard conforme alle Direttive svizzere per le Alpi svizzere) ad uno di 450 kg/m^3 , a fronte di un corrispondente incremento del 66,67% del valore della densità media, si ha un incremento del 95,60% del valore di S'_N : in pratica, quasi un raddoppio della forza agente sull'opera di sostegno! Anche il valore della componente perpendicolare al pendio della pressione specifica della neve, S'_Q , segue lo stesso andamento approssimativamente parabolico assumendo però valori corrispondenti che risultano essere 6,4 volte inferiori di quelli di S'_N .

La figura 6 evidenzia che il valore della componente parallela al pendio della pressione specifica della neve, S'_N , nell'intervallo $28^\circ \leq \psi \leq 50^\circ$, cresce con andamento curvilineo di forma parabolica al crescere del valore dell'inclinazione ψ della zona di distacco, mentre il valore della componente normale al pendio della pressione specifica della neve, S'_Q , rimane costante, cioè risulta essere del tutto indipendente dal valore di ψ . Poiché, nella maggior parte dei casi, l'inclinazione della zona di distacco delle valanghe, almeno per quanto concerne la neve di tipo alpino, è compresa tra i 30° e i 50° , nella [2] essendo ($\tan 30^\circ =$) $0,577 \leq \tan \leq 1,192$ ($= \tan 50^\circ$) si può notare come passando da 30° a 50° di inclinazione della zona di distacco si ha un raddoppio del valore della componente parallela al pendio della pressione specifica della neve S'_N .

La figura 7 evidenzia che il valore della componente parallela al pendio della pressione specifica della neve, S'_N , nell'intervallo $1,5 \text{ m} \leq D_k \leq 5,0 \text{ m}$, cresce con andamento curvilineo di forma

parabolica al crescere del valore dello spessore del manto nevoso D_k nella zona di distacco, mentre il valore della componente normale al pendio della pressione specifica della neve, S'_Q , cresce anch'esso in modo parabolico, ma risulta essere del tutto indipendente dal valore di N .

All'aumentare dello spessore D_k , per i diversi valori del coefficiente di slittamento N , le parabole tendono a divergere.

Passando da un terreno di classe 3 con esposizione al sole, caratterizzato da $N = 2,4$ ad un terreno di classe 4 con esposizione al sole, caratterizzato da $N = 3,2$, si ha un incremento del valore di S'_N pari al 33% mentre S'_Q rimane costante.

Si vuole inoltre richiamare l'attenzione sul fatto che passando da un valore di $D_k = 3,0$ m ad uno di $D_k = 4,0$ m, a fronte di un incremento del 33% del valore di D_k si ha un incremento del 78% del valore di S'_N e di S'_Q ; vale a dire un corrispondente incremento di S'_N e S'_Q pari a più del doppio. Ciò comporta un notevole aumento delle forze agenti sulla struttura di sostegno del manto nevoso e quindi, in definitiva, delle forze agenti sulle fondazioni.

Per questo motivo, oltre un certo valore di D_k (max 4,5 m), le strutture di sostegno del manto nevoso diventano decisamente antieconomiche o quantomeno estremamente complesse da fondare su terreni di scadenti caratteristiche meccaniche.

La figura 8 evidenzia che il valore della componente parallela al pendio della pressione specifica della neve, S'_N , nell'intervallo $1,2 \leq N \leq 3,2$ m, cresce con andamento rettilineo (con retta avente pendenza crescente al crescere del valore D_k) al crescere del valore del coefficiente di slittamento N : S'_N è direttamente proporzionale ad N ; mentre il valore della componente normale al pendio della pressione specifica della neve, S'_Q , rimane costante e pertanto risulta essere del tutto indipendente dal valore di N . Poiché il valore del coefficiente di slittamento N , per la neve alpina, varia tra 1,2 (pendii non esposti al sole, con rugosità elevata) e 3,2 (pendii esposti al sole con

rugosità molto bassa), passando dal valore minimo $N=1,2$ al valore massimo $N=3,2$ si ha un incremento della pressione specifica della neve S'_N pari a ca. 2,7 volte.

I grafici riportati in figura 5, 6, 7 e 8

possono costituire un rapido ed utile strumento per un preliminare calcolo di massima delle pressioni specifiche agenti sulle reti da neve e, moltiplicando i valori della pressione specifica per 1,25, sui ponti e sulle rastrelliere da neve.

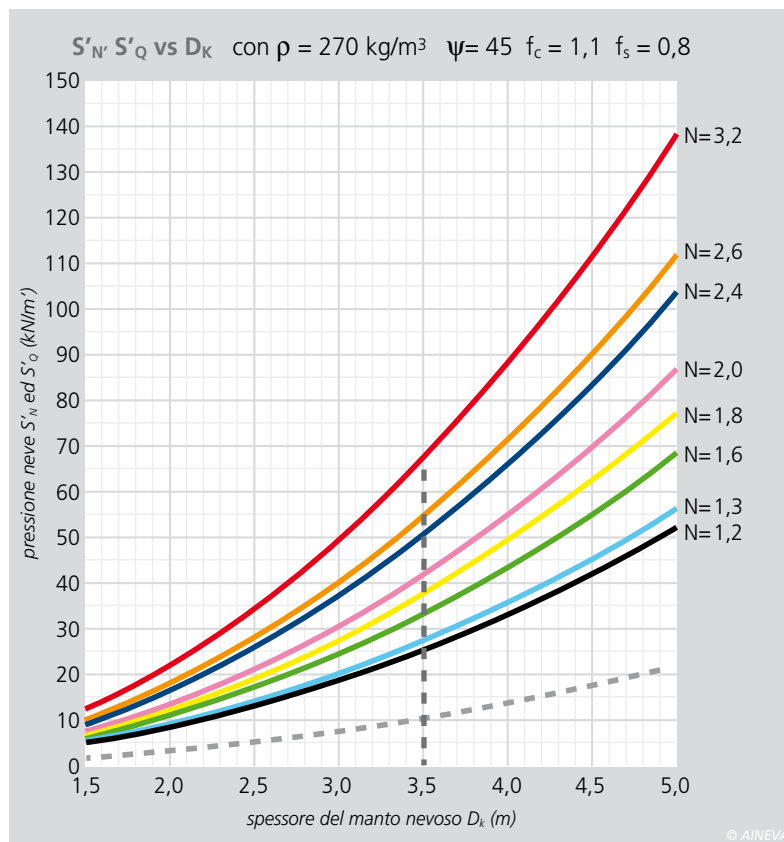


Fig. 7 - Variazione del valore delle componenti S'_N ed S'_Q della pressione specifica della neve sull'opera di sostegno in funzione del valore dello spessore del manto nevoso D_k , per diversi valori del coefficiente di slittamento N , nel caso in cui $\rho = 270 \text{ kg/m}^3$ e $\psi = 45^\circ$.

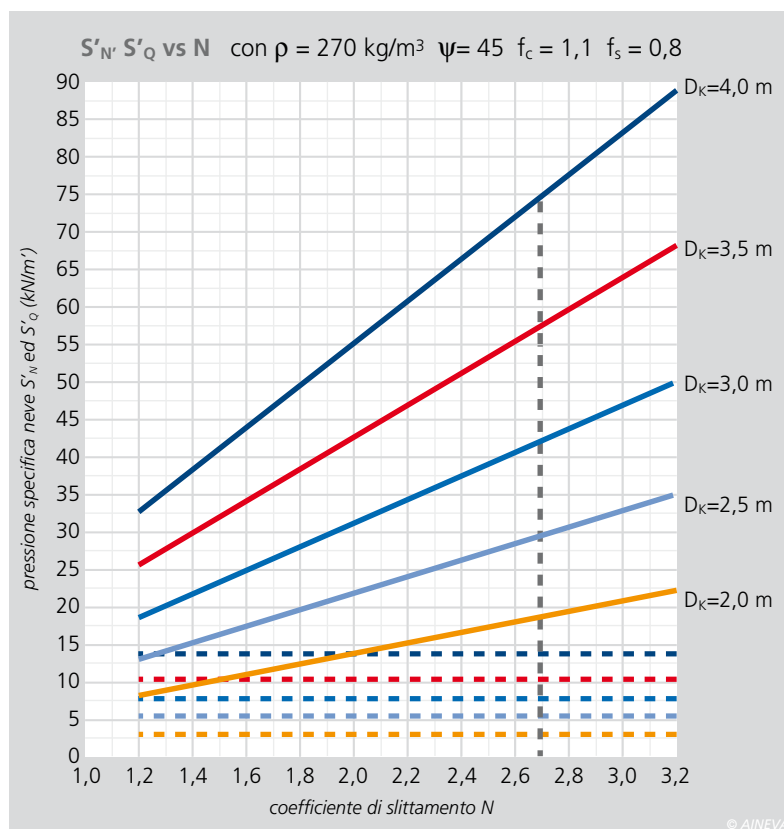


Fig. 8 - Variazione del valore delle componenti S'_N ed S'_Q della pressione specifica della neve sull'opera di sostegno in funzione del valore del coefficiente di slittamento N , per diversi valori di spessore del manto nevoso D_k , nel caso in cui $\rho = 270 \text{ kg/m}^3$ e $\psi = 45^\circ$.



CONCLUSIONI

La determinazione delle azioni esercitate dalla pressione della neve sulle strutture di sostegno permanenti del manto nevoso nella zona di distacco delle valanghe è assai complessa. Spesso infatti si manifestano fenomeni difficilmente prevedibili anche con attente osservazioni e misurazioni.

La formulazione proposta da R. Haefeli nel 1954 e successivamente recepita a base delle Direttive Svizzere per la **“Costruzione di opere di premunizione contro le valanghe nella zona di distacco”** edizione 2007 emanate dall’UFAM (Ufficio Federale per l’Ambiente) e dal WSL (Istituto Federale Svizzero per

lo Studio della Neve e delle Valanghe) di Davos, rappresenta necessariamente una semplificazione rispetto a quanto avviene in natura. Tuttavia tale formulazione presenta il grande pregio di essere di immediata comprensione, di facile applicazione e la sua attendibilità, almeno su nevi di tipo alpino, è stata per lo più confermata dalle misurazioni effettuate nella realtà (Margreth 1995, Rammer 2009).

Per tale motivo, per il calcolo delle forze agenti sulle strutture di sostegno del manto nevoso (strutture fermaneve), si fa generalmente riferimento alle Direttive Svizzere, la cui validità è riconosciuta a livello internazionale e supportata da più di cinquant’anni di esperienza e di vali-

dazione sul campo di opere realizzate e calcolate in base ad esse; tuttavia l’adottare tali direttive non esonera il progettista dell’intervento da una indispensabile verifica della loro applicabilità, e da una opportuna ed attenta taratura dei parametri in esse presenti, per contesti geografici e climatici differenti da quello alpino svizzero.

Inoltre le strutture fermaneve standard sono generalmente classificate in base allo spessore del manto nevoso D_k ed al coefficiente di slittamento N , assumendo solitamente $\psi = 45^\circ$ e $f_c = 1,1$.

Si sono pertanto riscritte nel modo più generale possibile, in funzione di D_k , N , ρ (μ) e ψ , le formule riportate dalle Direttive

svizzere per il calcolo delle componenti parallela e perpendicolare al pendio della pressione specifica della neve, in modo tale da renderle facilmente ed immediatamente impiegabili in contesti diversi da quello alpino svizzero e si è proceduto ad una semplice analisi di sensitività dei principali parametri in gioco.

Senza alcun dubbio, il parametro più sensibile è lo spessore del manto nevoso D_k , il quale compare elevato al quadrato nella formula, ma è sicuramente interessante osservare il modo in cui varia, con andamento curvilineo di forma parabolica, la pressione specifica della neve sull'opera di sostegno in funzione della densità media ρ del manto nevoso e in funzione dell'inclinazione del pendio ψ nella zona di distacco della valanga.

I grafici ottenuti possono costituire un rapido ed utile strumento per un predimensionamento di massima delle strutture fermaneve.



Bibliografia

- Castaldini Roberto "Barriere fermaneve omologate UFAPP/ SNV e NTC 2008" articolo pubblicato sulla rivista "Neve e Valanghe" n. 70, agosto 2010
- "Costruzione di opere di premunizione contro le valanghe nella zona di distacco – Direttiva Tecnica" Ufficio Federale dell'Ambiente UFAM e Istituto Federale per lo Studio della Neve e delle Valanghe WSL, edizione 2007.
- Margreth Stefan "New technical Guideline on snow supporting structures in avalanche starting zones" International Snow Science Workshop, Whistler, BC Canada, - September 2008
- Margreth Stefan "Snow pressure measurements on snow net systems" ANENA Symposium Chamonix – maggio 1995.
- Margreth Stefan "Experiences on the use and the effectiveness of permanent supporting structures in Switzerland" International Snow Science Workshop, Banff, Canada – October 1996.
- McClung D.M., Larsen J.O., Hansen S.B. "Comparison of snow pressure measurements and theoretical prediction" Canadian Geotechnical Journal Vol. 21 n. 2, May 1984, p. 250-258.
- McClung D.M., Larsen J.O., "Snow creep pressures: effects of structure boundary conditions and snowpack. Properties compared with field data" Cold Regions Science and Technology Vol. 17, 1989, p. 33-47.
- Rainer E., Rammer L. Wiatr T. "Snow loads on defensive snow net systems" International Symposium on Mitigative Measures against Snow Avalanches, Egilsstadir, Iceland, - Marzo 2008.
- Rammer L., Granig M. "Three years snownet project Hafelekar / Innsbruck" International Snow Science Workshop, Davos CH – September 2009

Publicata in lingua italiana la nuova Classificazione internazionale della neve stagionale al suolo

E' stata pubblicata, a cura di AINEVA, la versione italiana di "The International Classification for Seasonal Snow on the Ground".

La pubblicazione, uscita nel 2009 a cura dell'UNESCO e con il patrocinio dell'Associazione internazionale di scienze della criosfera (IACS), è il prodotto di un gruppo di lavoro internazionale costituito nel 2003 con lo scopo di rivedere ed aggiornare la classificazione uscita nel 1990 a cura dell'ex Commissione internazionale neve e ghiaccio (ICSI) e che ha costituito, sino ad oggi, un punto di riferimento imprescindibile per i ricercatori e i tecnici che operano in campo nivologico.

Ciò si è reso necessario perché, dal 1990 in poi, le conoscenze della neve e le tecniche di osservazione si sono evolute, i gruppi di interesse, dai ri-

cercatori ai semplici osservatori dei servizi valanghe, sono aumentati e da più parti si sentiva quindi l'esigenza di disporre di un nuovo documento conciso che, pur mantenendo inalterata la facilità di utilizzo, fosse più aggiornato dal punto di vista scientifico e rispondesse nello stesso tempo alle diverse esigenze. La nuova classificazione, come peraltro la precedente, si occupa principalmente della neve stagionale anche se i concetti di base si possono estendere fino alla formazione del firn e del ghiaccio.

La neve è classificata tenendo in considerazione, da un lato, gli aspetti morfologici delle particelle e, dall'altro, i processi fisici che le originano. Per quanto riguarda il sistema di codifica gli elementi salienti sono i seguenti:

- il sistema di classificazione è basato su classi e sottoclassi (come nella precedente);

il criterio principale di rappresentazione è quello basato sui simboli (+, /, ∞,);

- viene proposto un sistema di codifica basato su pure abbreviazioni (es. PP = Precipitation Particles);

- il codice numerico, usato per la rappresentazione delle classi principali nella vecchia classificazione (1, 2, 3.....) viene eliminato;

- sia le classi sia le sottoclassi vengono quindi codificate esclusivamente con abbreviazioni letterali in cui le prime due lettere rappresentano la classe e le seconde due le sottoclassi (ad esempio le Piccole particelle arrotondate codificate 3a (o 3sr) con la vecchia classificazione, con la nuova diventano RGsr (RG = Rounded Grains e sr =small rounded).

Le **principali modifiche** introdotte nella classificazione di base (classi principali) sono le seguenti:

- la classe Depositi e croste superficiali (classe 9 della vecchia classificazione) viene eliminata;

- viene introdotta una nuova classe MM (Machine Made snow/Neve artificiale);

- le sottoclassi relative ai Depositi e

croste superficiali sono ricollocate in altre classi principali (es. Crosta da fusione e rigelo viene collocata nella classe MF (Melt Forms, ex classe 6/Grani bagnati), la Crosta da pioggia viene ricollocata nella classe IF (Ice Formations, ex classe 8/Masse di ghiaccio), la Crosta da vento viene ricollocata nella classe RG (Rounded Grains, ex classe 3/Grani arrotondati) ecc.;

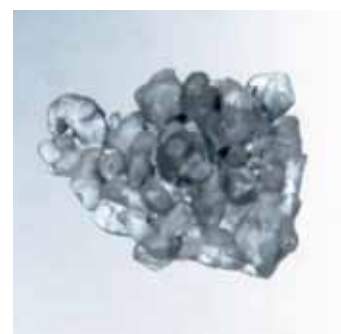
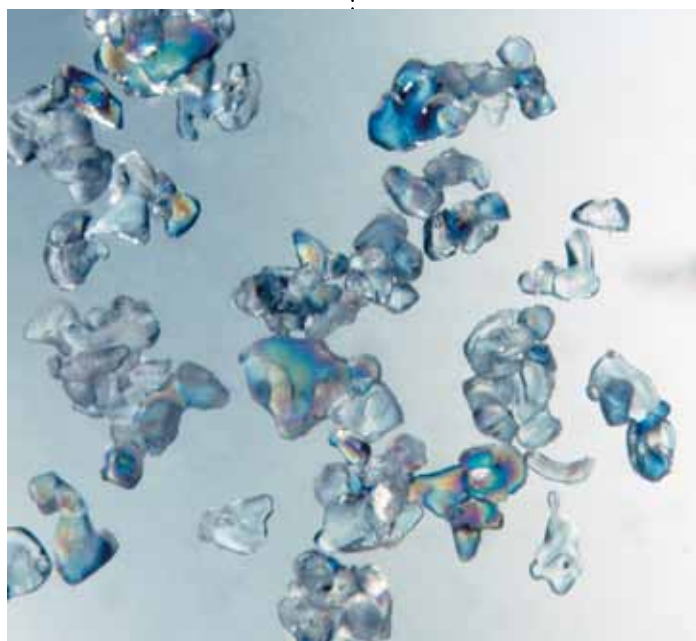
- vengono introdotti i colori per la rappresentazione delle classi principali (soprattutto per un utilizzo nella modellistica di evoluzione del manto nevoso);

- la classe 6/Grani Bagnati della vecchia classificazione diventa la classe MF (MeltForms/Forme da fusione);

- la classe 8/Masse di ghiaccio della vecchia classificazione diventa la classe IF (Ice Formations/Formazioni di ghiaccio).

Alcune modifiche riguardano inoltre le **sottoclassi** e fra queste le principali sono:

- l'introduzione di una sottoclasse



RGxf (Particelle rotonde sfaccettate) forma di transizione fra i Grani arrotondati e i Cristalli sfaccettati;

- l'introduzione di due nuove sottoclassi relative alla Brina di profondità tra cui una sottoclasse di transizione con le Forme fuse;
- l'introduzione di una sottoclasse PPrm (Galaverna) fra le Particelle di precipitazione.

L'introduzione di nuovi standard in un sistema già largamente diffuso porta inevitabilmente ad alcuni problemi di ordine pratico (modifica dei programmi di gestione dei dati, necessità di aggiornamento dei rilevatori ecc.), tuttavia non c'è dubbio che la nuova classificazione, una volta a regime, contribuirà ad eliminare alcune ambiguità della precedente oltre ad offrire una casistica più dettagliata e precisa dei diversi tipi di grani.

Un aspetto rilevante della nuova classificazione, che va a colmare una evidente lacuna della precedente, è l'ampia sezione fotografica (Appendice A.3) che riporta una o più immagini per ogni sottoclasse e senz'altro rappresenta un valido aiuto per la corretta classificazione, soprattutto nei casi dubbi.

Parte di queste fotografie sono state tratte dall'archivio fotografico dei cristalli e grani di neve realizzato nell'ambito di una collaborazione fra AINEVA e Università di Milano.

Il glossario multilingue in italiano, francese, spagnolo, inglese, tedesco e russo è stato inoltre notevolmente ampliato rispetto alla vecchia classificazione.

La nuova classificazione della neve è disponibile in lingua inglese e in formato pdf in alta o bassa risoluzione sul sito della IACS all'indirizzo:

<http://www.cryosphericciences.org/snowClassification.html>

Sulla stessa pagina è possibile reperire anche i font dei simboli utilizzati nella classificazione (in diversi formati) nonché il link al sito CAALM (Canadian Avalanche Association Markup Language) dove è possibile reperire il file xml di interscambio dati per i profili della neve.

La versione cartacea in lingua italiana del lavoro è stata prodotta, al momen-

to, in un numero di copie limitato per le necessità connesse ai corsi AINEVA; la versione pdf in lingua italiana sarà comunque disponibile a breve sul sito della IACS.

Anselmo Cagnati
(ARPAV-DRST-Centro Valanghe Arabba)

Prosegue il programma formativo di AINEVA per il Centro Funzionale della Regione Molise

Nell'ambito del corso di formazione "Stima dello Snow Water Equivalent, telerilevamento di dati del manto nevoso, analisi spaziale del dato ed applicazioni GIS in nivologia" organizzata da AINEVA per i Tecnici di Protezione Civile del Centro Funzionale del Molise, dopo la parte teorica svoltasi a Campochiaro (CB) nel mese di novembre, nei primi giorni di aprile sono state condotte alcune prove pratiche di misura dello SWE in campo nell'area di Arabba.

In occasione della scadenza della campagna regionale di monitoraggio del manto nevoso e del suo equivalente in acqua per definire il bilancio della risorsa idrica nivale del fiume Piave, sono state effettuate le misure nel sito di Monti Alti di Ornella secondo le procedure standard.

Monti Alti di Ornella è un sito nivologico altamente ingegnerizzato, realizzato nel lontano 1984. Oltre ai dati rilevati dalla stazione nivometeorologica automatica, è presente un campo nivologico tradizionale in cui vengono anche effettuati i profili stratigrafici e penetrometrici e i prelievi di neve per la determinazione del PH, della conducibilità elettrica e dei metalli pesanti presenti nel manto nevoso.

Il lavoro in campo è stato relativo alla stratificazione del manto nevoso, con verifica degli output del modello SNOWPACK per il sito (stratificazione, bilancio di massa, indice di stabilità, densità, etc.), il prelievo di campioni di neve e la misura dello SWE relativo alla neve presente al suolo.

Le attività in campo sono state poi oggetto di discussione, valutazione presso la sede del Centro Valanghe di Arabba, dove si è parlato ancora di telerilevamento con l'elaborazione della mappa della copertura nevosa



della montagna veneta partendo da una immagine MODIS.

La parte formativa è proseguita il giorno successivo con la rappresentazione e discussione degli output del modello di distribuzione spaziale dello spessore del manto nevoso al suolo e del relativo equivalente in acqua della montagna veneta.

Le mappe prodotte con i dati input delle stazioni nivometeo automatiche venete integrate con altri valori puntuali, hanno un notevole interesse sia per la valutazione dell'estensione della copertura nevosa sia per la determinazione della risorsa idrica nivale. Attualmente gli output, che derivano da una collaborazione fra ARPA Veneto Centro Valanghe di Arabba e Mountain-Eering Srl (Spin Off dell'Università di Trento), sono disponibili online sul sito di ARPA Veneto e sono in fase di validazione.

Mauro Valt
(ARPAV-DRST-Centro Valanghe Arabba)

SNOWFALLS ON MARCHE AND ON THE APENNINES AS A WHOLE FROM 1 TO 12 FEBRUARY 2012

S. Sofia

At the end of January 2012 the Azores anticyclone spread towards the Scandinavian Peninsula, and its union with the Russian-Siberian anticyclone enhanced a wide high pressure area. This circulation, on its turn, determined a brisk weakening of the pressure field on the entire Mediterranean basin.

In particular during the first half of February strong northern flows associated to extremely cold air on the high levels of the atmosphere kept bursting in to the Mediterranean basin through the Rhone valley, with consequent cyclogenesis on the Gulf of Lion and on the Ligurian Sea.

A NEW METHOD FOR VISUALISING SNOW STABILITY PROFILES

F. Monti, A. Cagnati, M. Valt, J. Schweizer

Snow stability assessment by interpreting snow profiles is a time con-

suming and fairly subjective process, especially when snow stratigraphy is carried out without a stability test. Snow stratigraphy is clearly related to snow stability. Many studies have in fact underlined the link between some specific snowpack properties such as grain size and type to instability. In this work we suggest a new method to visualise snow stratigraphy in regard to stability based on six structural variables (also known as "Threshold sum approach"). Each snow layer is represented by the number of variables that are not in the corresponding critical range.

This approach has not only been implemented for manually recorded snow profiles but also – after adapting the threshold values – for simulated snow stratigraphy provided by the numerical snow cover model SNOWPACK.

The new visualisation method, applied both to the manually observed and simulated profiles, was tested by analysing the most critical avalanche situations of the winter 2008-2009 in the Veneto Dolomites.

Results indicate that the new visuali-

sation method is well suited to quickly and intuitively derive snow stability. Also, stability information derived from simulated profiles was clearly related to the degree of avalanche danger. Supplementing the snow cover model SNOWPACK with the adjusted threshold sum approach increases its usefulness for avalanche forecasting purposes.

VALIDATION OF AUTOMATIC SNOW MEASUREMENTS: IMPLEMENTATION OF AN ALGORITHM FOR ANOMALOUS DATA IDENTIFICATION AND CORRECTION

S. Terzago, M. C. Prola, S. Fratianni, R. Cremonini, S. Barbero

The network of automatic snow and weather stations provides measurements data with high temporal resolution that is used for the estimation of the amounts of snowfalls, the assessment of avalanche danger and for a variety of applications in the hydrologic field that require highly accurate and reliable observations.

Data collected by means of ultrasound snow gauges may however be distorted by a series of factors associated with meteorological conditions (snow accumulation/dispersal due to the wind action) and possible interferences during measurement, such as obstacles that temporarily cover the sensor, or the growth of grass following full snowpack melting.

All data gathered by the snow measuring stations of ARPA Piemonte regularly undergo a manual quality control procedure carried out daily by snow experts, who detect and correct all possible anomalies in measurements. The aim of this study is to provide a support to manual validation of snow data through the development of an identification technique of "suspicious" data, such as possible outliers, isolated peaks or improbable values, given the seasonal trend of snowfalls. The procedure consists of a series of air temperature measures and implements a snowcover melting model to verify compatibility of snow data with the other meteorological variables measured. The algorithm was assessed by comparing automatically validated series with those manually validated by snow scientists, and results prove the accuracy of the method proposed.

ESTIMATION OF SOIL REDISTRIBUTION RATES DUE TO SNOW COVER RELATED PROCESSES IN A MOUNTAINOUS AREA (Valle d'Aosta, NW Italy)

E. Ceaglio, K. Meusburger, M. Freppaz, E. Zanini, C. Alewell

In mountain regions, in addition to the runoff processes, snow movements can also contribute to enhancing soil erosion. The aim of this study was to compare the soil redistribution rates attributable to the snow movements with the total yearly rates.

In an avalanche area characterized by intense snow gliding and by the frequent release of a full-depth slab avalanche, two methods were applied:

a) conventional method, based on field measurements of the sediments yielded in the avalanche deposition area by two events, in order to estima-



te the soil redistribution rates due to the snow movements; b) caesium-137 method, which supplies the cumulative net soil loss/gain since 1986, including all the erosion processes. The snow related soil accumulation ($27.5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ event}^{-1}$ and $161.0 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ event}^{-1}$) was even more intense than the yearly total deposition rate ($12.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), the snow related soil erosion rates (3.7 Mg ha^{-1} and 20.8 Mg ha^{-1}) were comparable to the yearly total erosion rates, and, even if the comparability between the two techniques was limited by their different time scale, both methods yielded similar magnitudes of soil redistribution. Snow movements could be considered the main driving force of soil redistribution in this area.

To which extent this is true for other areas, less affected by ground avalanche release and snow gliding, needs further investigation.

Nonetheless, the study highlights that soil erosion due to the snow movements should be considered in the soil vulnerability assessment in mountain areas, as they significantly determine the pattern of soil redistribution.

SPECIFIC SNOW PRESSURE ON SNOW SUPPORTING STRUCTURES IN AVALANCHE STARTING ZONES

R. Castaldini

The definition of the snow pressure on the permanent supporting structures in the avalanche starting zone is very complex. Often difficult to predict phenomena occur even with careful observations and measurements.

The formulation proposed by R. Häefeli in 1954 and afterwards received as basis of the "Guidelines for Defence structures in avalanche starting zones" technical guidelines as an aid to enforcement, 2007 edition FOEN (Swiss Federal Office for the Environment) and SFISAR (Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research) in Davos, is necessarily a simplification compared to what happens in nature. However, this formulation has the great advantage of being easy to understand, easy to apply and



its reliability, at least on the snows of Alpine type, has been confirmed by measurements in actual cases (Margreth, 1995, Rammer 2009).

For this reason, the calculation of the forces acting on the snow supporting structures (snow nets, snow bridge and snow rakes), are generally referred to the Swiss Guidelines, whose validity is internationally recognized and supported by more than fifty years of experience and field validation of works carried out and calculated according to them; however, adopting such guidelines does not relieve the structure designer to carry out an indispensable verification of their applicability, and an appropriate and careful calibration of parameters they contain, for geographical and climate areas different from that of the Swiss Alps. In addition, the standard snow supporting structures are generally classified with reference to the thickness of the snow D_k , the glide coefficient N , assuming usually a slope inclination $\alpha = 45$ and a altitude factor

$f_c = 1,1$. The formulas given by Swiss Guidelines for the calculation of components parallel and perpendicular to the slope of the specific pressure of the snow were therefore rewritten, as general as possible, as a function of explicit parameters D_k , N , α and f_c , so as to make them easily and immediately usable in contexts other than the Swiss Alps and a simple sensitivity analysis of the main involved parameters was carried out.

Without a doubt, the most sensitive parameter is the thickness of the snow D_k , which appears high to the square in the formula, but it's certainly interesting to observe also how the specific pressure of the snow on the supporting structures varies, with a curved parabolic shape, as a function of the average density of snow and of the slope inclination value in the avalanche starting zone.

The graphs obtained can be a fast and useful tool for a rough and preliminary pre-dimensioning of the snow supporting structures.

UOMINI & TECNOLOGIE PER IL MONITORAGGIO AMBIENTALE



Raccogliere dati dal territorio in modo costante e preciso. Trasmetterli in tempo reale. Elaborarli con potenti software. Archivarli con efficacia e sicurezza. È questo che fa un sistema di monitoraggio efficiente, necessario per la sicurezza di tutti. **È questo che fanno i sistemi CAE, anche nelle condizioni più critiche.**

 **CAE**
monitoring your world.

SISTEMI E SOLUZIONI PER IL MONITORAGGIO IDROMETEOROLOGICO

Via Colunga, 20 - 40068 - San Lazzaro di Savena (BO) - Italy - www.cae.it sales@cae.it - tel. +39 051 4992 711 fax +39 051 4992 709