

# e Neve Valanghe

n° 79 - agosto 2013

*Meteorologia alpina,  
Glaciologia, Prevenzione  
Sicurezza in montagna*



## La stagione invernale 2012-2013

**Analisi critica dell'approccio di tipo regionale  
allo studio degli innevamenti: il caso friulano**

**Indagini granulometriche in deposito  
valanghivo: metodologia di rilievo e analisi  
frattale**

**Analisi dei fattori predisponenti lo  
scivolamento del manto nevoso: il caso  
studio di Mont de La Saxe (AO)**

**Nuova applicazione per la perimetrazione  
rapida dei limiti degli eventi valanghivi:  
procedura e prima validazione**



**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  
<http://www.arpa.piemonte.it>  
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  
Risponditore telefonico e  
fax on demand 02 69666554  
<http://www.arpalombardia.it/meteo>  
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 Protezione Civile  
Centro Funzionale Multirischi  
per la Meteorologia e l'Idrologia  
Via del Colle Ameno, 5 - 60126 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 2013: 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,  
Walter BEOZZO, Stefano SOFIA

#### Comitato scientifico editoriale:

Valerio SEGOR,  
Alberto TRENTI, Secondo BARBERO,  
Francesco SOMMAVILLA,  
Daniele MORO, 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: Roberto Tessari

Lodovico Mottarella: 11  
Renzino Cosson: 31, 32, 33, 36, 38, 41  
Valerio De Biagi: 26, 27  
Barbara Frigo: 25, 27 (basso), 42  
Alfredo Praolini: 2, 5, 49, 51  
Sergio Buricelli: 18, 53  
Uff. Valanghe FVG: 15, 22  
Gabriele Pilutti: 52

#### Hanno collaborato a questo numero:

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

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



14



24



30



42

## 4 LA STAGIONE INVERNALE 2012-2013

■ M. Valt, P. Cianfarra

## 14 ANALISI CRITICA DELL'APPROCCIO DI TIPO REGIONALE ALLO STUDIO DEGLI INNEVAMENTI: IL CASO FRIULANO

■ M. Barbolini, F. Ferro, D. Moro

## 24 INDAGINI GRANULOMETRICHE IN DEPOSITO VALANGHIVO: METODOLOGIA DI RILIEVO E ANALISI FRATTALE

■ V. De Biagi, B. Frigo, B. Chiaia

## 30 ANALISI DEI FATTORI PREDISPOSTI LO SCIVOLAMENTO DEL MANTO NEVOSO: IL CASO STUDIO DI MONT DE LA SAXE (AO)

■ E. Ceaglio, M. Freppaz, G. Filippa, S. Ferraris,  
V. Segor, E. Zanini

## 42 NUOVA APPLICAZIONE PER LA PERIMETRAZIONE RAPIDA DEI LIMITI DEGLI EVENTI VALANGHIVI: PROCEDURA E PRIMA VALIDAZIONE

■ L. Bornaz, A. Debernardi, N. Durand, B. Frigo,  
P. Dellavedova, V. Segor



Questo numero della rivista è ancora una volta dedicato alla presentazione di dati e risultati che emergono dall'attività di ricerca tecnico-scientifica di livello internazionale svolta dagli uffici valanghe afferenti ad AINEVA all'interno di diversi progetti. Un'attività poco nota al grande pubblico, ma non per questo priva d'importanza, con frequenti notevoli ricadute tecnologiche e pratiche nella gestione della sicurezza del territorio montano sempre più esposto ai possibili effetti dei cambiamenti climatici.

La maggiore disponibilità di dati scientifici, raccolti e misurati sul terreno da tecnici nivologi e stazioni di rilevamento e certificati secondo le normative vigenti in materia, consente una migliore descrizione dell'andamento della stagione invernale e l'applicazione di tecniche statistiche finalizzate a una più accurata e robusta analisi spaziale e temporale di questi dati, inquadrandoli anche all'interno degli scenari climatologici in atto. Lo studio teorico e pratico dell'attività valanghiva, soprattutto di valanghe sino a oggi poco note e studiate ma sempre più frequenti a causa dei cambiamenti in atto, ci consente di comprendere meglio i processi fisico-meccanici che governano questi fenomeni naturali e d'implementare i modelli di simulazione a fini previsionali e progettuali.

L'applicazione, infine, delle nuove tecnologie e di raffinate tecniche di analisi del territorio (immagini solide georiferite, 3D-GIS) apre nuove strade alla conoscenza e alla possibilità di mappare e censire più estesamente e con maggiore precisione i fenomeni valanghivi che avvengono sul territorio consentendo una migliore tutela di persone e beni esposte a questi rischi naturali.

Buona lettura.

**Dott. Forestale Valerio Segor**  
Coordinatore del CTD AINEVA

# LA STAGGIO INVER 2012-2013

**Mauro Valt**  
ARPAV-DRST-SNV  
Centro Valanghe di Arabba,  
Via Pradat 5,  
32020 ARABBA- BL (Italy)  
mvalt@arpa.veneto.it

**Paola Cianfarra**  
Università degli Studi Roma  
Tre, Dipartimento di Scienze  
Geologiche, Roma (Italy)  
cianfarr@uniroma3.it

La stagione invernale 2012- 2013 è stata molto nevosa su gran parte dell'arco alpino italiano. Alle nevicate dei mesi invernali, sono succedute poi delle nevicate in tarda primavera-inizio estate che hanno contribuito a prolungare la stagione.

Le temperature medie dell'inverno sono risultate nella media, anche se sono spiccati periodi particolarmente freddi.

Il vento è stato intenso per molti periodi determinando un importante trasporto eolico e condizionando anche il pericolo di valanghe.

Il grado di pericolo valanghe più utilizzato nei bollettini valanghe è stato il moderato (grado 2) ma ci sono stati anche lunghi periodi con il grado marcato (grado 3).

Gli incidenti da valanga noti sono un'ottantina con ben 28 morti.

I periodi valanghivi più intensi sono stati a marzo e soprattutto ad aprile a causa del riscaldamento del manto nevoso.

# NE NALE



## INTRODUZIONE

La stagione invernale 2012 – 2013 è stata molto particolare perché caratterizzata da un buon innevamento da dicembre ad aprile, con abbondanti precipitazioni nevose che hanno raggiunto quantitativi record nelle Alpi orientali e da un periodo

tardo primaverile – inizio estate freddo e particolarmente nevoso.

La descrizione della stagione trova la sua collocazione classica da novembre ad aprile ma, la “seconda stagione invernale”, quella dalla seconda metà di maggio a fine giugno non è meno importante,

soprattutto per la risorsa idrica nivale. Nel presente lavoro si traccia un resoconto delle “due stagioni” invernali, con le limitazioni dovute alla scarsità di dati storici disponibili sul secondo piccolo inverno.

## FONTE DEI DATI ED ELABORAZIONI

Come in altri lavori recenti sullo stato dell’innnevamento sull’arco alpino italiano (Valt e Cianfarra, 2009, 2010), sono state utilizzate le banche dati dei Servizi Valanghe AINEVA, delle stazioni di rilevamento presso le dighe delle diverse Compagnie di gestione delle acque superficiali dell’arco alpino e della Società Meteorologica Italiana.

I dati di spessore della neve al suolo e della precipitazione nevosa sono relativi ai valori giornalieri misurati presso le stazioni nivometriche tradizionali (Cagnati, 2003- Cap. II.1) e rilevati di norma alle ore 8.00 di ciascun giorno.

Per quanto riguarda i dati relativi alle temperature medie delle Alpi Italiane, sono state prese in considerazione alcune serie validate e pubblicate in rete.

I dati riportati sono i primi risultati ottenuti e pertanto sono da ritenersi, seppur significativi, non assoluti.

Le elaborazioni riguardanti il grado di pericolo da valanghe nelle diverse aree sono state effettuate utilizzando i dati pubblicati sul sito [www.aineva.it/bollett](http://www.aineva.it/bollett).

Le analisi sugli incidenti da valanghe sono state effettuate utilizzando la banca dati storici di AINEVA e online.

In tutti i grafici e le tabelle, del presente lavoro, l’anno di riferimento è quello idrologico (ad esempio l’anno 2013 inizia il 1 ottobre 2012 e termina il 30 settembre 2013).

Tuttavia, per i raffronti, sono state considerate le sole precipitazioni nevose relative alla stagione invernale compresa fra il mese di dicembre e il mese di aprile. Per alcune stazioni, i valori mensili e stagionali erano riassunti già in tabelle nelle

Fig. 1

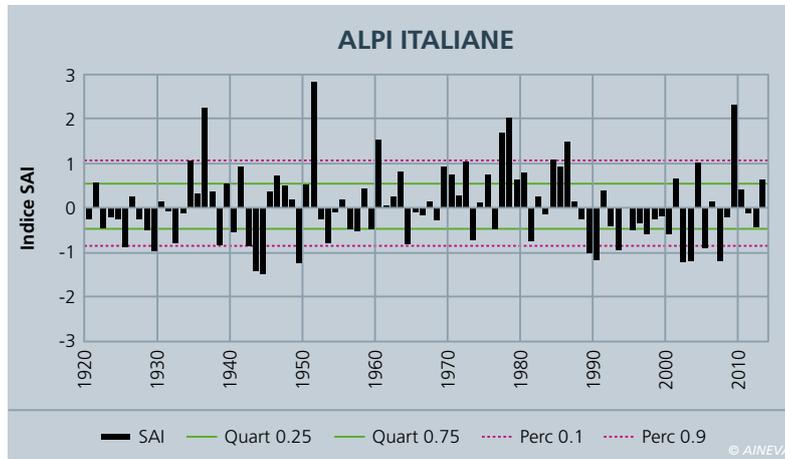
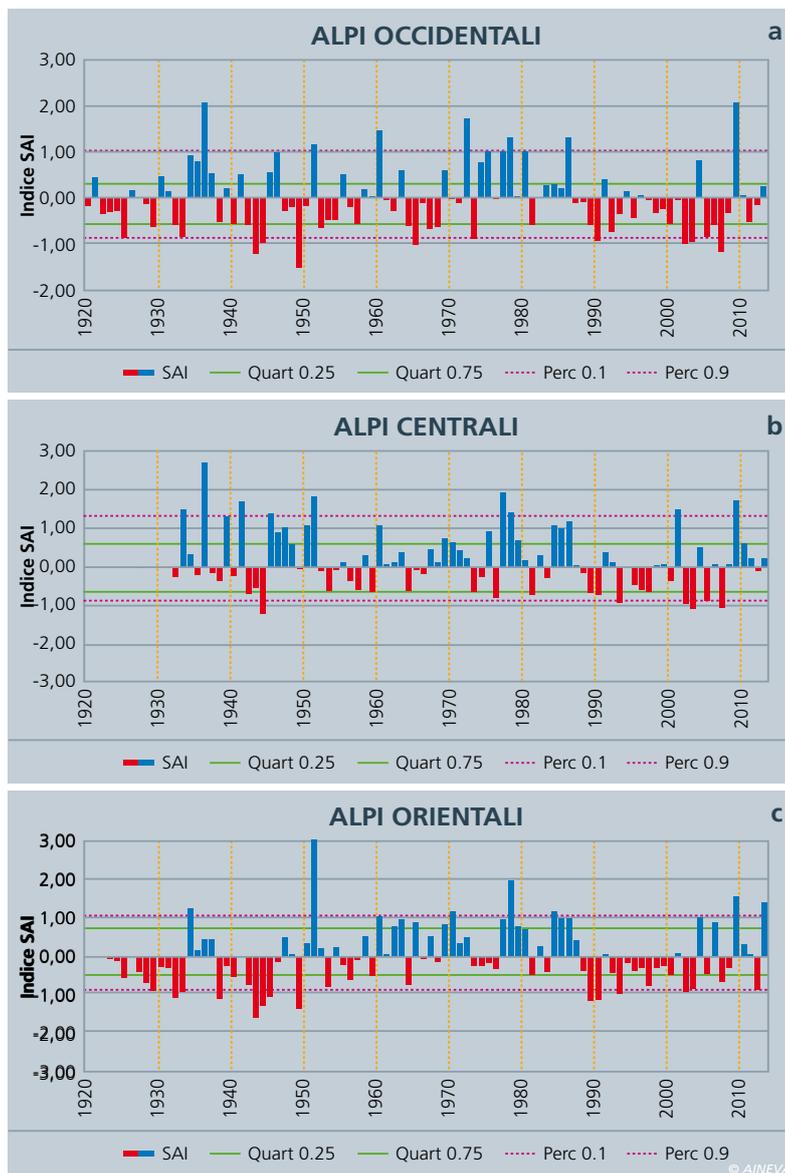


Fig. 2



pubblicazioni consultate, per altre sono state effettuate le varie sommatorie partendo dai valori giornalieri.

Per evidenziare l'andamento a livello regionale, mediante un'unica serie, è stato utilizzato l'indice adimensionale SAI (Standardized Anomaly Index) (Giuffrida e Conte, 1989) che esprime le anomalie della grandezza studiata, attraverso il contributo dei valori medi annuali o stagionali delle singole stazioni.

Un indice annuale di anomalia pari a zero indica un anno in linea con la media di riferimento, un valore di anomalia positivo o negativo indica, rispettivamente, un eccesso o un deficit più o meno elevati rispetto al valore normale (Mercalli et al., 2003, 2006).

Disponendo di numerose serie storiche dell'ultimo quarantennio, le elaborazioni sono state effettuate sulla base del periodo di riferimento 1975-2009 e in alcuni casi 1961-1990.

Inoltre, per definire gli eventi eccezionali (estremi o rari), è stato determinato il 0.10 e il 0.90 percentile rispetto al periodo di riferimento. Gli scarti medi che si collocano oltre tali soglie sono stati considerati eventi rari. Sono stati considerati come valori rientranti nella variabilità media quelli situati fra il 1° e il 3° quartile (25% e 75%). Gli scarti medi che si collocano all'interno del 1° quartile e del 3° quartile, fino al 0.10 e 0.90 percentile, sono stati definiti eventi al di fuori della norma. Tale metodologia è stata utilizzata per la sua semplicità e per omogeneità con i lavori precedenti (Valt et al., 2009).

## CUMULO STAGIONALE DI NEVE FRESCA

Il cumulo stagionale di neve fresca della stagione invernale, espresso come Indice di Anomalia (Sai Index) e calcolato per tutto l'arco alpino italiano (Fig. 1), indica un valore superiore al 3° quartile come l'inverno 2004 e precedentemente il 1987 e quindi al di fuori della norma come quantità di neve caduta.

L'analisi di dettaglio nei 3 grandi settori delle Alpi (occidentale, centrale e orientale) (Fig. 2 a,b,c,) evidenzia la diversità

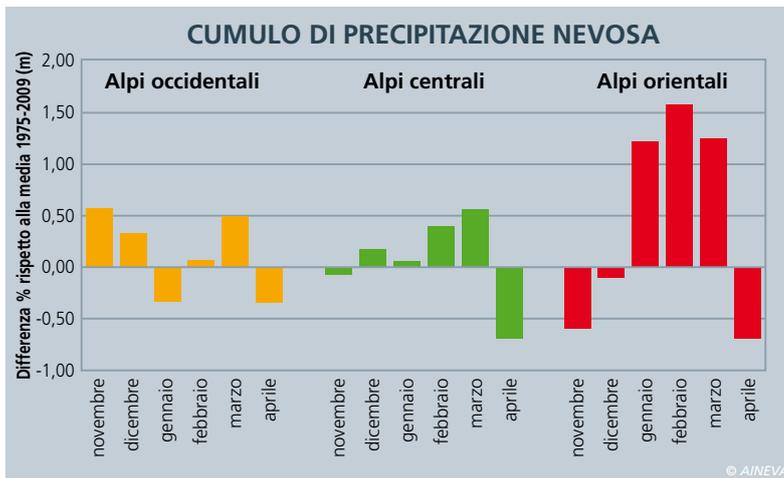


Fig. 3

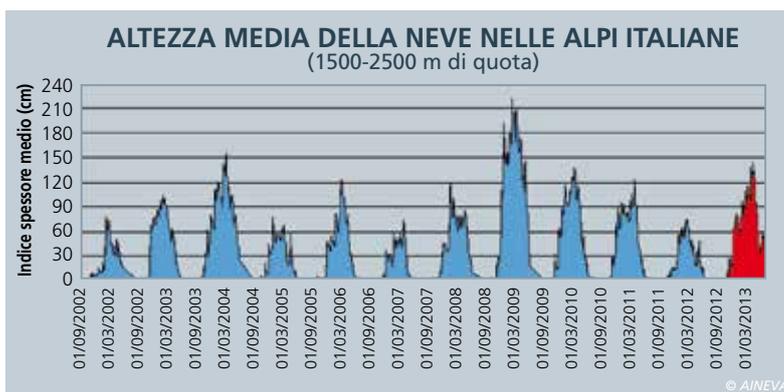


Fig. 4



Fig. 5

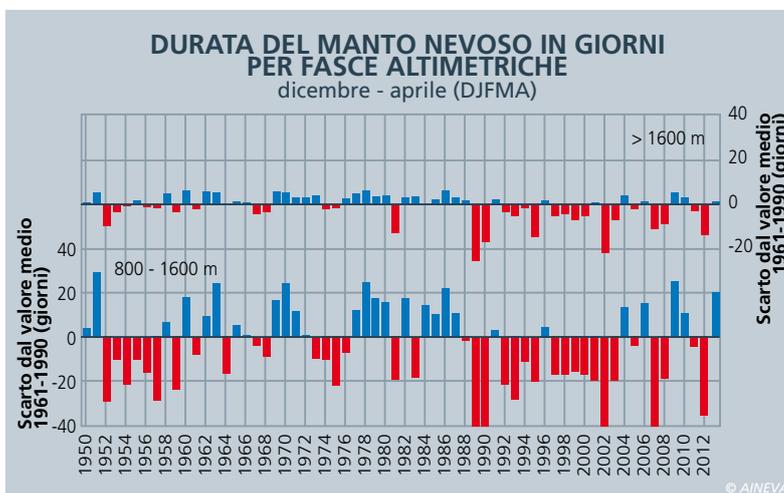
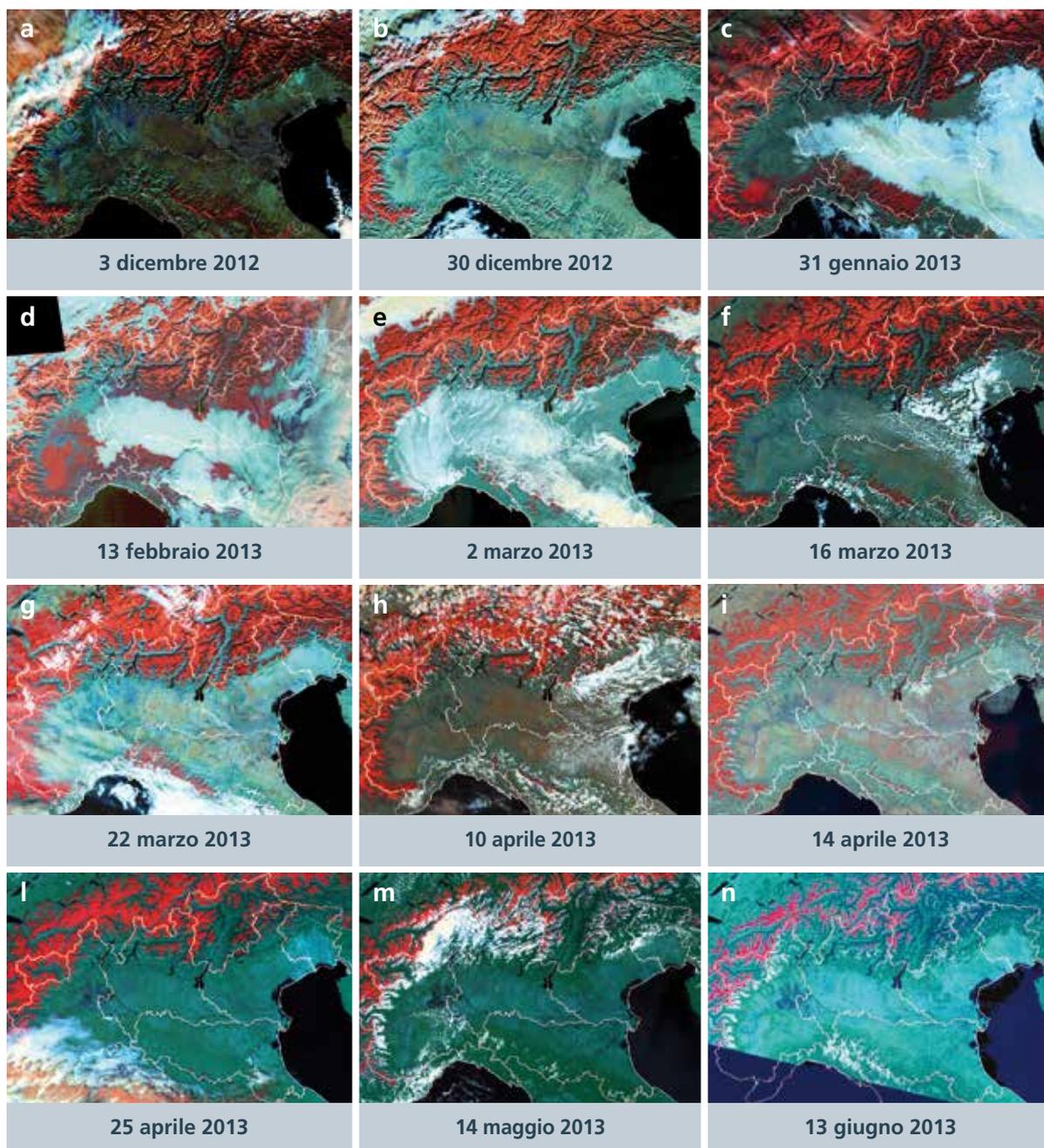


Fig. 6

Fig. 7



Immagini Modis - Elaborazione ARPAV-UNIROMA 3. Il manto nevoso è evidenziato con falsi colori (RGB 167) e la neve appare di colore rosso © AINEVA

della precipitazione nevosa.

Nel settore occidentale, dalle Alpi Liguri al Lago Maggiore, il SAI index è stato elevato e molto vicino al valore soglia del 3° quartile, inferiore ai soli inverni del 2009, 2004 e 1991 dal 1987 ad oggi.

Nelle Alpi centrali (dal Lago Maggiore fino al fiume Adige), il valore di SAI Index è stato superiore alla media, ma nella norma, anche se occorre rilevare una certa carenza di dati primaverili di precipitazione.

Nell Alpi orientali, dalla sinistra orografica del fiume Adige fino alle Alpi Giulie, il valore determinato di SAI Index è stato oltre

lo 0.90 percentile, quindi estremo o raro come quantità di neve caduta, preceduto come nevosità solo dagli inverni del 1951, 1978 e 2009.

### DISTRIBUZIONE MENSILE DELLA PRECIPITAZIONE NEVOSA

Il SAI Index relativo al cumulo stagionale di neve fresca dà una indicazione statistica della nevosità della stagione invernale rispetto all'andamento storico (70-80 anni).

L'elaborazione della distribuzione mensile della precipitazione nevosa evidenzia

l'andamento mensile della stagione invernale. In Fig. 3 è rappresentata la differenza percentuale fra il valore della stagione invernale 2012-2013 e il valore medio di riferimento del periodo 1975 – 2009 per il cumulo mensile di neve fresca caduta per mese in ogni singola area delle Alpi Italiane. Le differenze fra le varie aree sono state molto importanti, con le Alpi occidentali più nevose ad inizio inverno e quelli orientali da metà inverno in poi. Nelle Alpi occidentali, i mesi di novembre e dicembre sono stati particolarmente nevosi, come anche il mese di marzo e aprile nella bassa valle della Valle d'Ao-

sta. In generale sono state più intense le nevicate del 9-12 novembre, quelle di fine novembre-inizio dicembre, dal 4 al 6, dal 10 all'11 e singoli episodi dal 22 al 28 dicembre rispetto agli altri settori delle Alpi. Il mese di gennaio è stato caratterizzato, al contrario ad esempio delle Alpi orientali, da poche precipitazioni nevose. Nelle Alpi centrali, l'inverno è stato caratterizzato da una maggior nevosità nei mesi di febbraio e marzo, mentre i mesi di inizio inverno sono stati normali. Storia diversa per le Alpi orientali, caratterizzate da poche precipitazioni a novembre ma poi da abbondanti precipitazioni nei mesi di gennaio, febbraio e marzo, quando cumuli mensili hanno sempre superato i valori medi di riferimento. Il mese di aprile è stato infine caratterizzato da un minor apporto di neve fresca su tutti i 3 settori delle Alpi. Per la mancanza di dati storici attendibili non è stato possibile tracciare un andamento storico dei mesi di maggio e giugno.

## SPESORE MEDIO DELLA NEVE AL SUOLO

Il valore dell'indice di spessore medio della neve al suolo, calcolato per il versante delle Alpi italiane nella fascia altimetrica fra i 1500 e i 2500 m, è stato di 82 cm, terzo valore medio dal 2002 al 2013, preceduto dal 2009 con 138 cm, dal 2004 con 92 cm. L'elaborazione è effettuata sulla base di 20 stazioni significative.

Gli andamenti sono molto diversi da settore a settore. Nelle Alpi Marittime e nord occidentali, gli spessori sono molto superiori alla media per tutto il mese di dicembre mentre nelle Alpi centrali e orientali sono inferiori alla media. Nel mese di gennaio, gli spessori aumentano con le nevicate della seconda quindicina del mese, prima nelle Alpi orientali e poi nelle Alpi marittime mentre negli altri settori lo spessore rimane stazionario. Il mese di gennaio è stato l'unico mese con uno spessore medio inferiore alla media del periodo 2002-2012. Segue poi un progressivo aumento degli spessori in

tutte le 3 macroaree e i valori massimi di altezza di neve al suolo vengono raggiunti nella prima decade del mese di aprile. Segue poi la prima decisa fase di ablazione che porta ad una riduzione degli spessori ovunque. Con le nevicate della seconda metà del mese di maggio, gli spessori medi di neve al suolo incrementano di nuovo e in alcune località in quota viene raggiunto il

secondo valore massimo di spessore stagionale. Segue poi la seconda e definitiva fase di ablazione, rallentata dalle temperature basse di giugno e dalle nevicate del 28 (Fig. 4 e 5).

## DURATA DEL MANTO NEVOSO AL SUOLO

Ai fini statistici viene descritta la durata del manto nevoso nel periodo dicembre-aprile.

Fig. 8

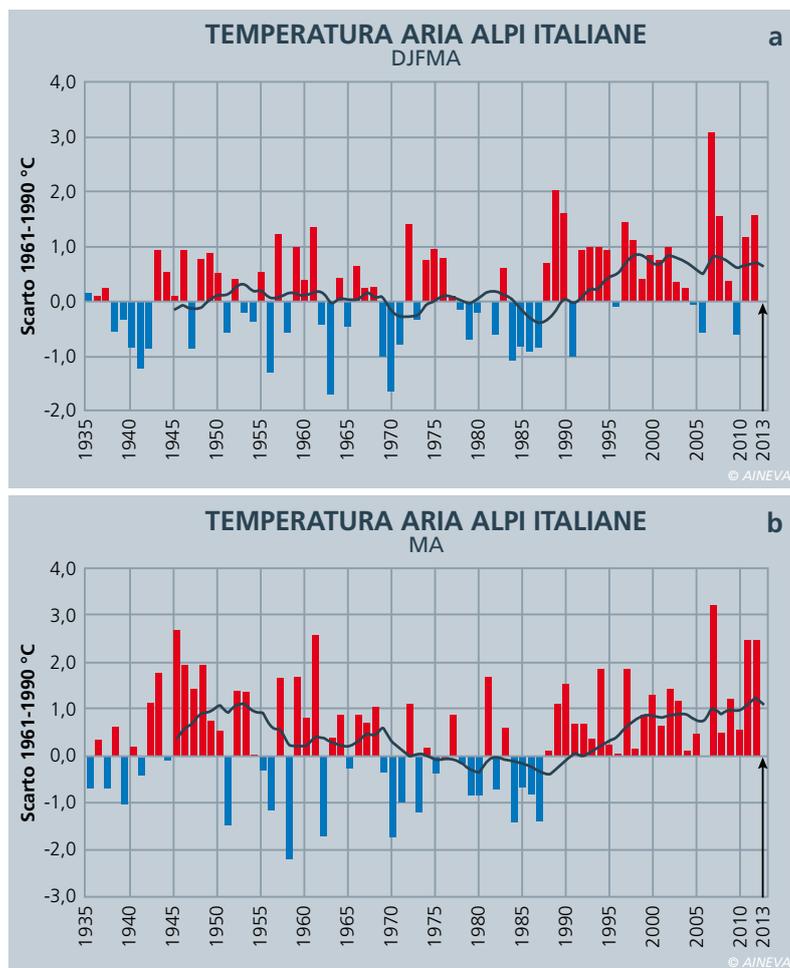
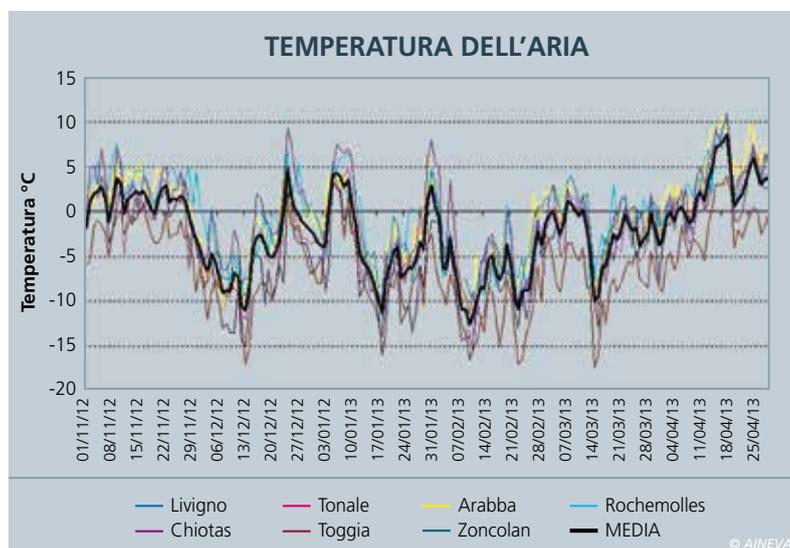


Fig. 9



La durata del manto nevoso, nel periodo dicembre – aprile (DJFMA), nella fascia altimetrica fra gli 800 e i 1600 m di quota è stata di 19 giorni più lunga della media 1961-90 (110) mentre oltre i 1600 m di quota, la durata del manto nevoso è sta-

ta inferiore di 1 giorno rispetto sempre nel periodo DJFMA (in alcune stazioni prossime ai 1600 m di quota, la neve era temporaneamente scomparsa per alcuni giorni nel mese di aprile).

Andamento analogo anche nel periodo più breve primaverile (marzo e aprile) con una permanenza di +5 gg alle basse quote e di -2 giorni in quota.

La stagione invernale 2012 – 2013 ha avuto un proseguo importante anche dopo il mese di aprile e la durata del manto nevoso al suolo è stata prolungata.

Mancando una serie storica specifica dei mesi di maggio-giugno si riportano i valori di alcune stazioni significative: nella stazione in quota di Ra Vales q. 2630 m (Dolomiti bellunesi), la neve è scomparsa il 15 di luglio quanto, nei precedenti 20 anni, non era mai andata oltre il 1 luglio; nelle stazioni in quota di Golliet (Alpi occidentali) e Careser (Alpi centrali), prima delle nevicate di fine giugno, la neve è scomparsa fra il 20 e il 25 del mese di giugno.

Nelle immagini da satellite è possibile osservare, nei diversi periodo dell'anno, l'estensione della copertura nevosa sulle Alpi (Fig. 7 a,b,c,d,e,f,g,h,m,n).

## TEMPERATURA DELL'ARIA

Sull'arco alpino italiano la temperatura dell'aria della stagione invernale, da dicembre ad aprile (DJFMA), è stata nella norma, con valori pari ai valori medi del periodo di riferimento 1961-90, come anche il periodo marzo-aprile (MA).

In particolare la temperatura di MA è stata la temperatura più bassa dal 1987 al 2013, periodo in cui i valori sono sempre stati superiori alla media (Fig. 8 a, 8b e 9).

I periodi più freddi sono stati sempre nella seconda decade dei mesi di dicembre, gennaio, febbraio e marzo in cui anche il metamorfismo da gradiente è stato importante per il manto nevoso con la formazione e sviluppo di cristalli sfaccettati (FC) e di brina di profondità (DH).

I periodi più miti sono stati alcuni giorni

Fig. 10



Fig. 11

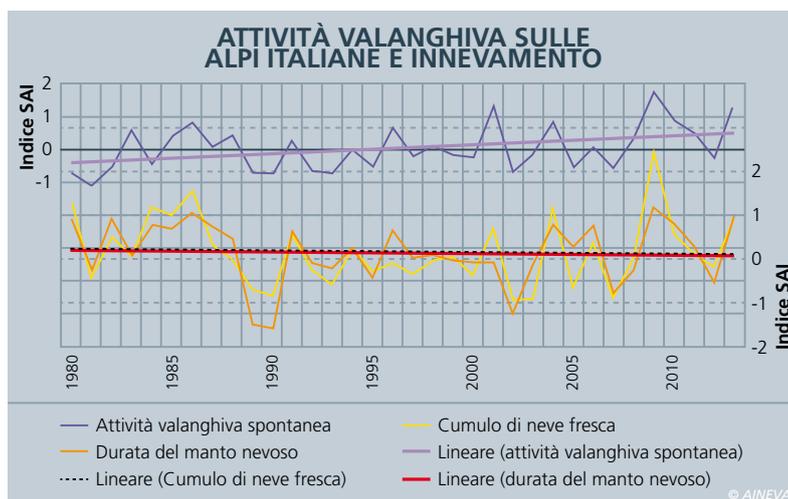


Fig. 12

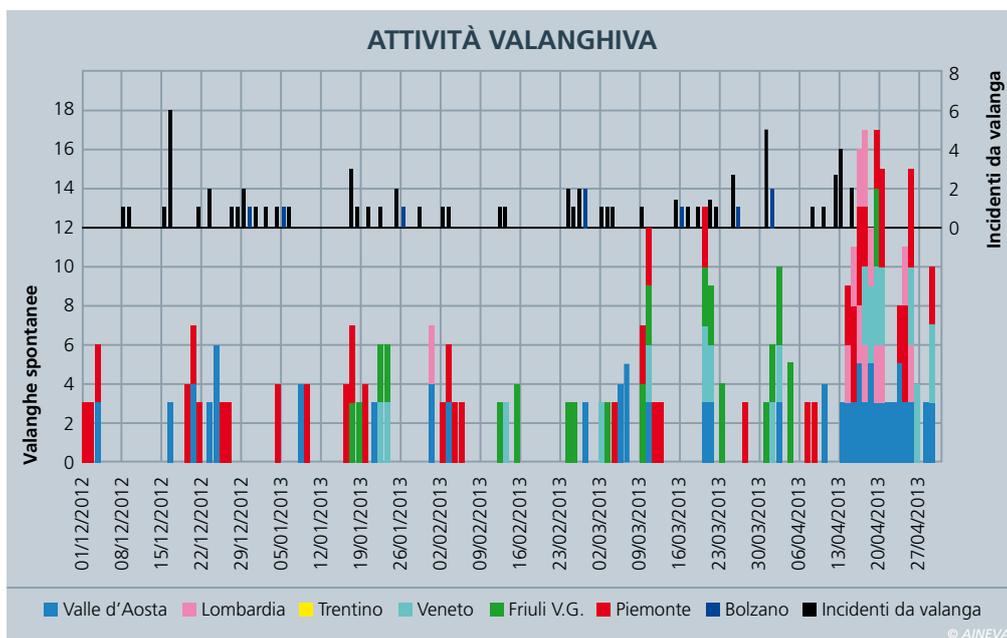
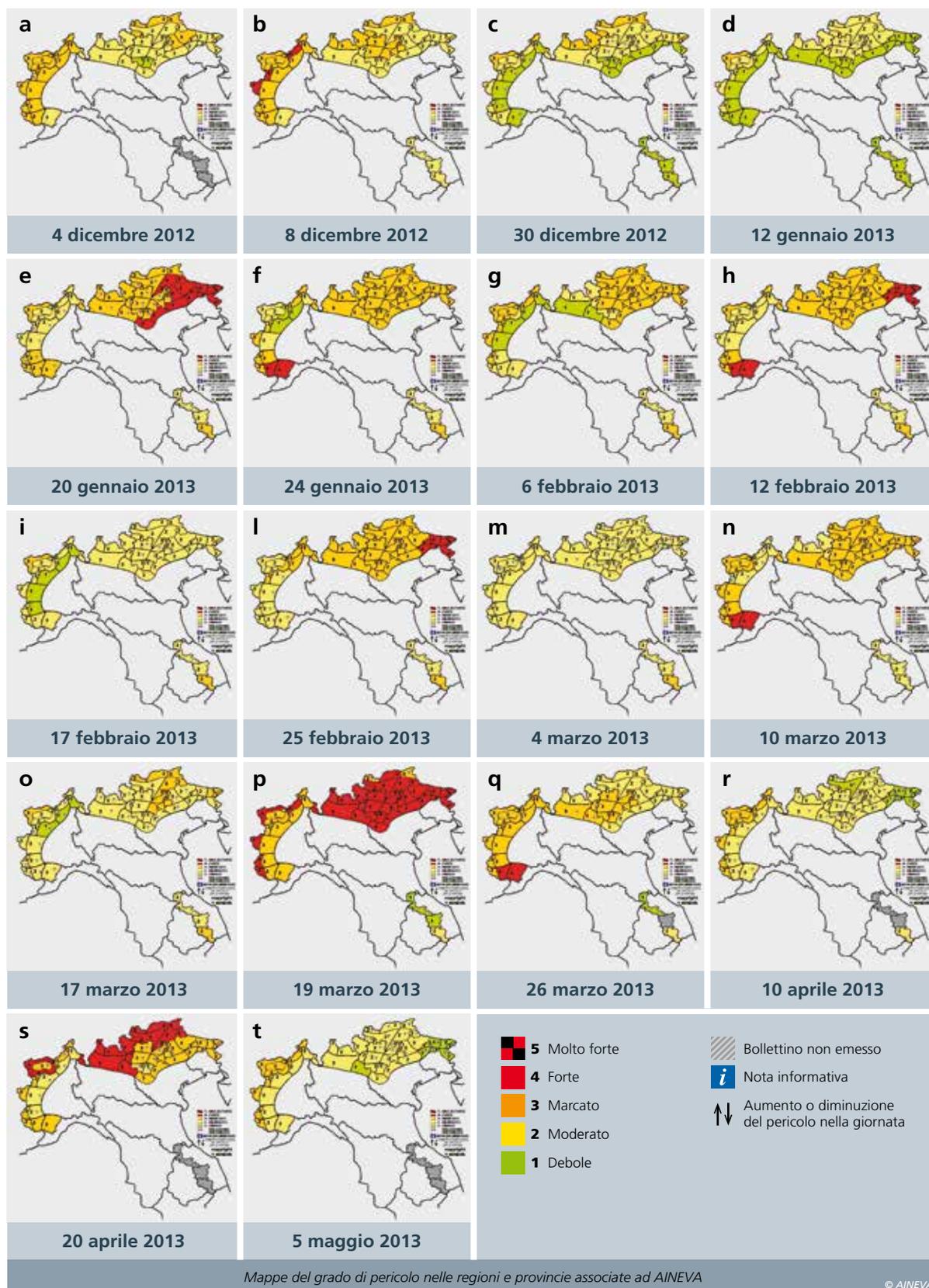


Fig. 13



prima di Natale, nella prima decade del mese di gennaio, a fine gennaio e a metà aprile. In questi episodi il manto nevoso ha subito un importante riscaldamento fino in profondità con anche un aumento significativo, come ad dicembre e ad aprile, dell'attività valanghiva spontanea.

## VENTO

La stagione invernale 2012-2013 è stata caratterizzata da diversi episodi di vento che hanno determinato un'importante erosione del manto nevoso con la formazione di depositi instabili di neve ventata. L'attività di trasporto è stata intensa e im-

portante soprattutto nei mesi di dicembre e gennaio (Fig. 10). A titolo di esempio dell'intensità del vento, nella stazione di Cima Pradazzo, significativa per il vento sinottico delle Dolomiti, le giornate con un vento medio superiore agli  $8 \text{ ms}^{-2}$  a gennaio sono state superiori alla media.

## ATTIVITÀ VALANGHIVA NATURALE

La stagione invernale è stata caratterizzata da un elevato numero di giornate con valanghe, specie in primavera.

In molte stazioni di osservazione sono

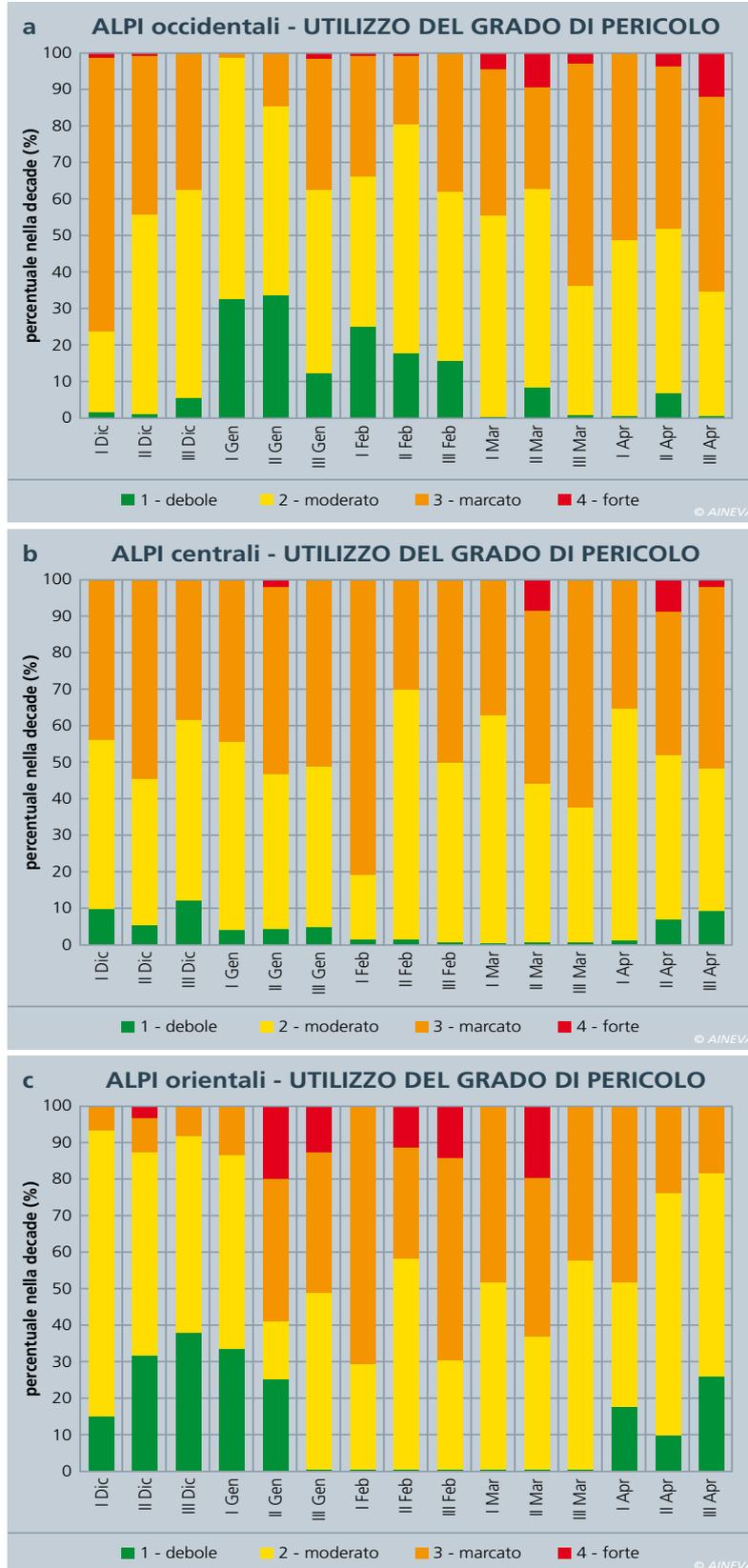
state contante più giornate con valanghe nel periodo marzo-aprile che nei mesi precedenti (novembre- febbraio).

In generale, l'indice di anomalia elaborato sulla base dell'osservazione giornaliera dell'attività valanghiva (valanghe sì, valanghe no), ha evidenziato il terzo

valore dal 1980 ad oggi dopo l'inverno 2001 e 2009.

Se andiamo ad analizzare le segnalazioni sull'arco alpino dell'osservazione di "molte valanghe di medie dimensioni" (codice 3 del gruppo L1 del MOD 1 AINEVA) o di "singole grandi valanghe spontanee" (codice 4 del gruppo L1 del MOD 1 AINEVA), si osserva proprio che il periodo più critico è stato nella seconda e terza decade del mese di aprile, quando su gran parte delle Alpi meridionali sono state molte le giornate con molte valanghe di medie dimensioni e anche con singole grandi valanghe spontanee (15, 16, 18, 20, 23, 24 e 25 aprile) (Fig. 11 e 12).

Fig. 15

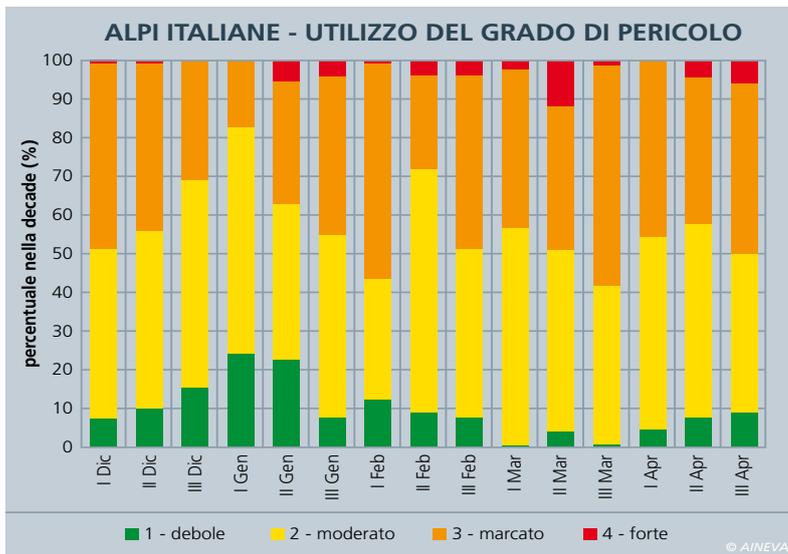


## GRADO DI PERICOLO VALANGHE

Sull'arco alpino italiano il grado di pericolo valanghe più utilizzato è stato il moderato, con il 46% delle giornate nelle 47 microaree nivologiche nelle quali esso è suddiviso. Il grado marcato è stato utilizzato nel 38% delle giornate come nell'inverno nevoso del 2009 ma meno del ventoso 2010. Il grado di pericolo debole è stato utilizzato poco e prevalentemente dalla terza decade di dicembre alla seconda compresa di gennaio (Fig. 13 e 14). Il diverso innevamento dei 3 settori delle alpi si riflette anche nell'uso del grado di pericolo valanghe (Fig. 15 a, 15 b, 15c). Il debole è stato utilizzato molto nelle Alpi orientali (Veneto e Friuli Venezia Giulia in questo capitolo) nella prima parte dell'inverno, dalla prima decade di dicembre alla seconda di gennaio, per poi non essere più utilizzato fino ad aprile. Nelle Alpi occidentali (Piemonte, Valle d'Aosta e Lombardia in questo capitolo) è stato invece utilizzato nei mesi di gennaio e febbraio, mentre nelle Alpi centrali (Trentino – Alto Adige in questo capitolo) è stato utilizzato poche volte tutti i mesi.

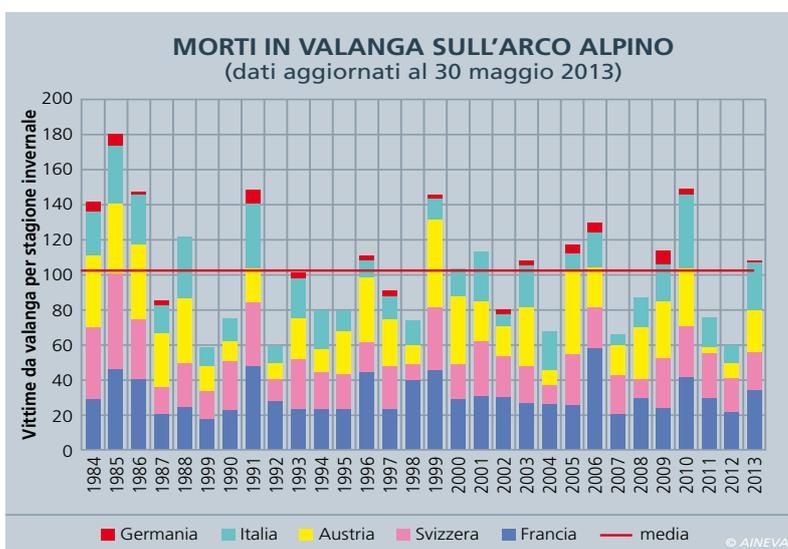
Il grado forte è stato utilizzato molto nei mesi di gennaio e marzo e non ad aprile nelle Alpi orientali, mentre nelle Alpi centrali e occidentali è stato maggiormente utilizzato ad aprile.

Nelle Alpi occidentali, il grado marcato è stato maggiormente utilizzato nella prima



Le nevicate tardive di maggio e giugno hanno determinato un prolungamento significativo del manto nevoso al suolo e, date anche le condizioni di temperatura, un secondo piccolo inverno tardo primaverile.

Fig. 14  
Fig. 16



e seconda decade di dicembre, nella terza di marzo e nella prima e terza decade di aprile. Nelle Alpi centrali, il grado marcato è stato maggiormente utilizzato nella seconda decade di dicembre e gennaio, nella prima di febbraio e nella terza di febbraio, marzo e aprile. Nelle Alpi orientali, il grado marcato è stato usato di più nella seconda decade di gennaio, prima e terza di febbraio, seconda di marzo e prima decade di aprile.

morti (media 25), in Austria 25 (media 26) e in Italia 28 (media 20).

In generale il maggior numero di morti è stato osservato fra gli sci alpinisti (52) seguiti dagli sciatori fuori pista (38). Alcuni sono stati i periodi caratterizzati da morti un po' in tutte le nazioni: 16-26 gennaio, 9 morti; 5-10 marzo, 9 morti, 27 marzo- 2 aprile, 11 morti e 13-16 aprile ancora con 9 morti.

Sull'arco alpino italiano i morti sono stati 15 sci alpinisti, 11 sciatori fuoripista, 1 alpinista e 1 pescatore.

## INCIDENTI DA VALANGA SULLE ALPI

La stagione invernale 2012- 2013 sull'intero arco alpino, è stata caratterizzata da 109 morti, 6 più della media (dati al 30 maggio 2013) (Fig. 16). In Francia le vittime sono state 14 a fronte di una media di 30 (media 1984-2013), in Svizzera 21

## CONCLUSIONE

La stagione invernale è stata molto complessa e articolata con molte nevicate sia in quota che a bassa quota e con notevoli differenze di innevamento fra il settore occidentale e orientale delle Alpi.

## Bibliografia

- Cagnati A. (2003). Sistemi di Misura e metodi di osservazione nivometeorologici. AINEVA, Trento, 186 pp.
- Giuffrida A. e M.Conte. (1989). Variations climatiques en Italie: tendencies des temperatures et des precipitations. Publ. Ass. Int. Climatologie, 2. 209-216.
- Mercalli L., D.Cat Berro, S.Montuschi, C.Castellano, M.Ratti, G. Di Napoli, G.Mortara e N.Guindani. (2003) Atlante climatico della Valle d'Aosta. Regione Autonoma Valle d'Aosta. Aosta, 405 pp.
- Mercalli L., Cat Berro D. (2006) – Climi, acque e ghiacciai tra Gran Paradiso e Canavese. SMS, Bussoleno. 756 + XII pp.
- Valt M. e Cianfarra P. (2009). Lo straordinario inverno del 2009. Neve e Valanghe, n. 67: 4- 15
- Valt M. e Cianfarra P. (2010). Recent snow cover variations and avalanche activities in the Southern Alps. Cold Regions Science and Technology Volume 64, Issue 2, November 2010, Pages 146-157.

## Si ringrazia per la collaborazione:

- C.V.A. S.p.A. Compagnia Valdostana delle Acque, Direzione Dighe, Bacini, Traverse, Condotte - Linea Sicurezza Opere Idrauliche Via Stazione, 30. 11024 Châtillon (AO).
- Enel S.p.A. - Divisione Generazione e Energy Management -Area Energie Rinnovabili - Ingegneria Civile Idraulica, Unità di Idrologia, Via Torino 14, 30172 Mestre Venezia
- Daniele Cat Berro, Società Meteorologica Italiana, Castello Borello,10053 Bussoleno (TO)
- Maria Cristina Prola, Mattia Falletto e Erika Soletto collaboratrice CFAVS. Regione del Piemonte- ARPA Piemonte, Dipartimento sistemi previsionali, Via Pio VII, Area 9, 10135 Torino
- Valerio Segor, Regione della Valle d'Aosta, Assetto idrogeologico dei bacini montani - Ufficio neve e valanghe, Loc. Amèrique, n.33/A, 11020 Quart (AO)
- Alfredo Praolini, Flavio Berbenni, Regione della Lombardia, ARPA Lombardia, Settore Tutela delle Risorse e Rischi Naturali, U.O. Centro Nivometeorologico, Via Monte Confinale 9 - 23032 BORMIO SO
- Gianluca Tognoni, Provincia Autonoma di Trento, Ufficio Previsioni e Pianificazione, Via Vannetti, 41, 38122 TRENTO
- Fabio Gheser, Provincia Autonoma di Bolzano Ufficio Idrografico, Servizio Prevenzione Valanghe, Via Mendola 33, 39100 BOLZANO
- Daniele Moro, Luciano Lizzero, Gabriele Amadori - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione centrale risorse rurali, agroalimentari e forestali, Servizio del corpo forestale Settore neve e valanghe Via Sabbadini 31, 33100 UDINE
- Giuseppe Crepez, Renato Zasso, Anselmo Cagnati, Bruno Renon, Andrea Crepez, Gianni Marigo, Robert Thierry Luciani- Regione del Veneto, ARPA Veneto, DRST, Servizio Neve e Valanghe -Centro Valanghe di Arabba, Via Pradat, 5, 32020 Livinallongo del Col di Lana (BL)

## Siti consultati

- www.aineva.it
- www.ikar-cisa.it
- http://marcopifferetti.altavista.org/

# ANALISI CRITICA DELL'APPROCCIO DI TIPO REGIONALE ALLO STUDIO DEGLI INNEVAMENTI:

## IL CASO

**Massimiliano Barbolini  
e Francesco Ferro**

FLOW-ING s.r.l.  
V.le S. Bartolomeo 777/16  
19126 La Spezia  
e-mail: info@flow-ing.com

**Daniele Moro**

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  
e-mail: daniele.moro@regione.fvg.it

Nel recente passato era stato effettuato a cura degli scriventi uno studio degli innevamenti relativamente al territorio alpino e prealpino friulano, sulla base dei dati relativi a 43 stazioni di rilevamento nivometeorologico di tipo manuale appartenenti alla rete regionale. Nello studio era stata affrontata l'analisi statistica di due variabili nivometriche estremamente importanti sia con riferimento alla progettazione di interventi di difesa dalle valanghe che con riferimento alle simulazioni di dinamica di supporto alla mappatura delle aree a rischio: l'altezza del manto nevoso al suolo (Hs) e l'incremento dell'altezza del manto nevoso su tre giorni consecutivi di precipitazione (DH3gg). L'analisi, condotta con l'ausilio di tecniche di regionalizzazione, aveva consentito di stimare i valori delle variabili citate per prefissata zona geografica, quota e tempo di ritorno. Recentemente, a seguito dell'estensione delle basi di dati disponibili, è stato effettuato un aggiornamento dello studio originario, che ha offerto un'utile occasione per una prima analisi critica dei risultati ottenibili mediante un approccio di tipo "regionale" all'analisi dei dati di innevamento. E' risultato così possibile mettere in evidenza come analisi statistiche dei dati di innevamento condotte con l'ausilio di tecniche di regionalizzazione possano fornire stime dei quantili delle variabili di interesse caratterizzate da un grado di accuratezza decisamente superiore a quello ottenibile mediante le più comuni stime di tipo puntuale usualmente adottate nella pratica ingegneristica.



# FRIULANO



## INTRODUZIONE

E' ben nota l'utilità pratica di conoscere i valori che importanti variabili nivometriche quali altezza della neve al suolo e precipitazione nevosa assumono con riferimento a quote e tempi di ritorno prefissati in relazione ad una data area geografica. Infatti l'altezza del manto nevoso al suolo  $H_s$  è il parametro nivometrico di progetto con riferimento al dimensionamento delle opere di difesa attiva nella zona di distacco (Direttive Elvetiche, 1990) e risulta inoltre una grandezza estremamente utile per il dimensionamento delle opere di difesa passiva in zona di arresto (Mears, 1981; Aineva, 2005). La precipitazione nevosa, in particolare quella su tre giorni consecutivi  $DH3gg$ , è invece il parametro nivometrico di riferimento per i calcoli di dinamica delle valanghe di supporto alla mappatura delle aree esposte al pericolo

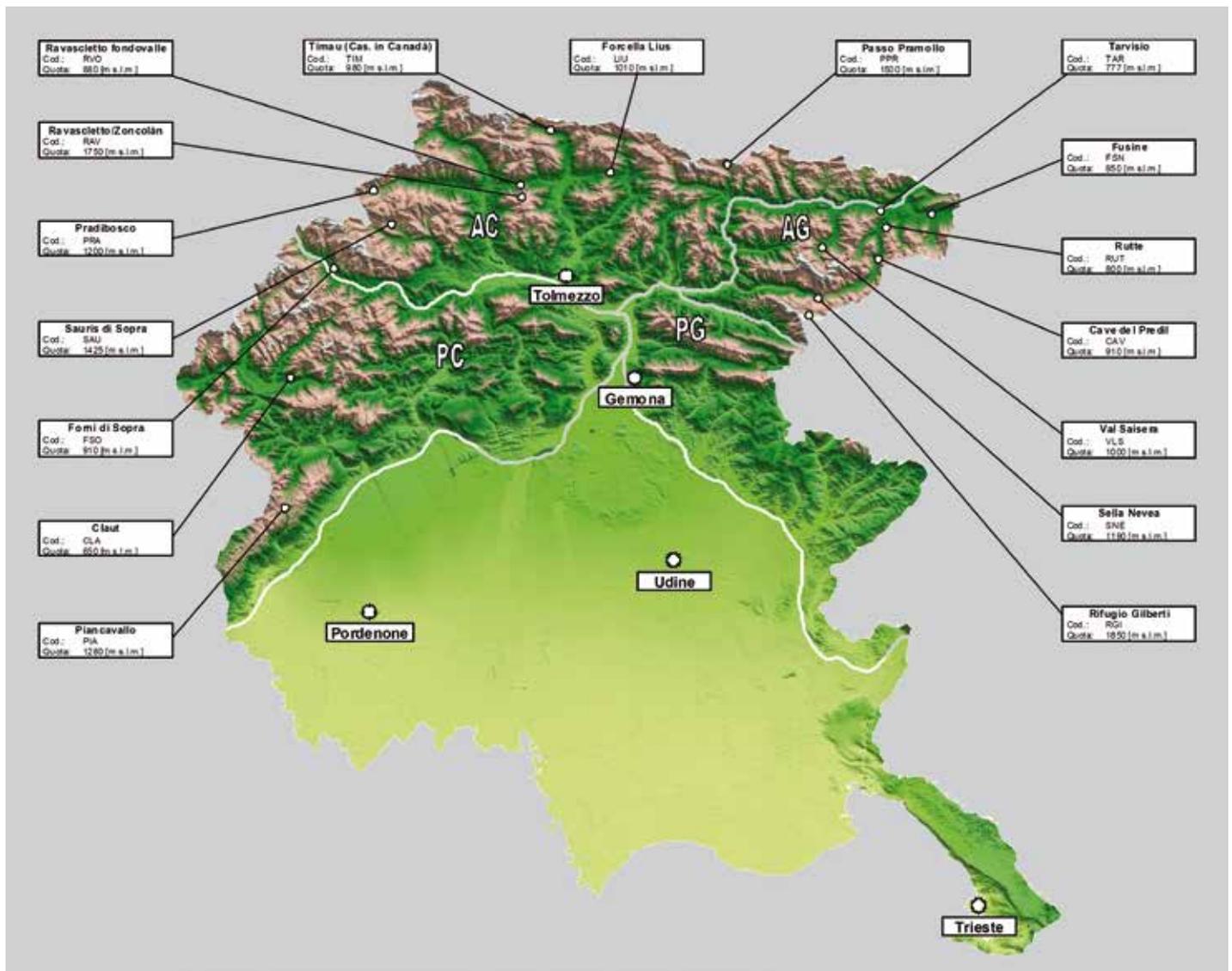
(Salm et al., 1990; Burkard e Salm, 1992; Aineva, 2005).

Per tali ragioni nel recente passato (2004) fu sviluppato dagli scriventi uno studio finalizzato a caratterizzare i valori di progetto delle citate variabili nivometriche ( $H_s$  e  $DH3gg$ ) con riferimento al territorio alpino e prealpino friulano. Lo studio si era basato sui dati di innevamento relativi a 43 stazioni di rilevamento di tipo manuale che, dalla stagione invernale 1972/73 alla stagione invernale 2003/04 avevano operato, anche in modo parziale e/o discontinuo, sul territorio regionale. Le analisi statistiche furono condotte utilizzando tecniche di regionalizzazione, al fine di ottenere risultati maggiormente affidabili e robusti con riferimento sia alle estrapolazioni temporali (ovvero per elevati tempi di ritorno) che spaziali

(ovvero in siti non strumentati). In particolare, poiché la base di dati disponibile era caratterizzata da stazioni con serie storiche di lunghezza  $L$  abbastanza contenuta (solo 4 stazioni con  $L > 25$  anni di cui una sola con  $L > 30$  anni), un'analisi di tipo regionale era stata ritenuta opportuna al fine di caratterizzare in maniera maggiormente accurata il comportamento delle variabili nivometriche con riferimento ai tempi di ritorno di maggiore interesse pratico, tipicamente superiori ai 30 anni. Per una descrizione del lavoro citato, ed in particolare delle tecniche di regionalizzazione utilizzate, si rimanda ad una precedente pubblicazione sulla rivista Neve e Valanghe (Barbolini et al., 2006).

A fronte di un successivo incremento della base di dati disponibile, è stato recentemente effettuato un aggiornamento dello

Fig. 1 - Rete di rilevamento manuale attualmente operativa sul territorio regionale (fanno eccezione la stazione di Pradibosco e Valsaisera, le cui registrazioni si sono interrotte rispettivamente alla stagione 2008/09 e 2009/10, riportate comunque in figura in quanto considerate nelle analisi).



STAZIONE	CODICE	COMUNE	QUOTA	N. DATI STUDIO 2004	N. DATI AGGIORNAMENTO
Cave del Predil	CAV	Tarvisio (UD)	910	16	23
Claut	CLA	Claut (PN)	650	29	36
Forcella Liûs	LIU	Ligosullo (UD)	1010	10	17
Forni di Sopra	FSO	Forni di Sopra (UD)	910	32	39
Fusine	FSN	Tarvisio (UD)	850	21	28
Passo Pramollo	PPR	Pontebba (UD)	1500	16	23
Piancavallo	PIA	Aviano (PN)	1280	27	34
Pradibosco	PRA	Prato Carnico (UD)	1200	10	15
Ravaschetto fondovalle	RVO	Ravaschetto (UD)	880	16	23
Ravaschetto Zoncolan	RAV	Sutrio (UD)	1750	25	32
Rifugio Gilberti	RGI	Chiusaforte (UD)	1850	31	38
Sauris di Sopra	SAU	Sauris (UD)	1425	22	29
Sella Nevea	SNE	Chiusaforte (UD)	1190	25	32
Tarvisio	TAR	Tarvisio (UD)	777	24	31
Val Saisera	VLS	Malborghetto Val. (UD)	1000	8	14

© AINEVA

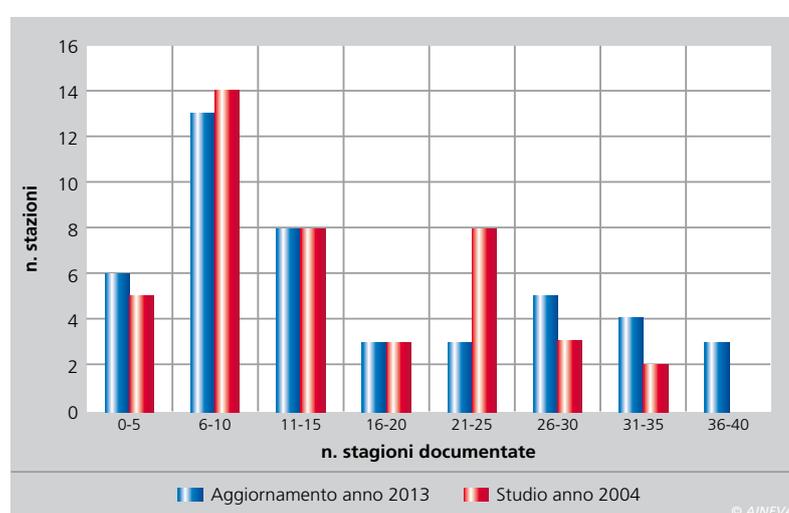
Tab. 1 - Stazioni di rilevamento manuali già utilizzate nel precedente studio (2004) per le quali si sono rese disponibili nuove stagioni documentate.

studio originario, aggiungendo ai dati di innevamento precedentemente considerati i dati raccolti presso stazioni di tipo manuale nel corso di sette stagioni invernali, a partire dalla stagione 2004/05 fino alla stagione 2010/11. I dati aggiuntivi - che ammontano a complessive 113 stagioni documentate - hanno riguardato 17 stazioni di rilevamento manuale, di cui 15 stazioni già censite e considerate nel precedente studio.

La filosofia dell'aggiornamento condotto è stata quella di rivisitare le analisi statistiche a suo tempo svolte, mantenendo invariato l'approccio metodologico e aggiornando la base di dati ed i valori di progetto delle variabili nivometriche di interesse (*Hs* e *DH3gg*) in ragione del maggior numero di stagioni documentate disponibili (di cui una, la stagione invernale 2008/09, particolarmente nevosa). L'aggiornamento condotto ha rappresentato anche un'utile occasione per valutare le potenzialità dell'approccio di tipo regionale all'analisi statistica dei dati di innevamento, ed effettuare un confronto tra tale metodologia e le più tradizionali tecniche di analisi di tipo puntuale.

## AGGIORNAMENTO DELLA BASE DI DATI

La base di dati di partenza utilizzata per l'aggiornamento dello studio fa riferimento ad un totale di 45 stazioni di rilevamen-



© AINEVA

Fig. 2 - Confronto tra le distribuzioni delle serie storiche disponibili nello studio originario (2004) e nel successivo aggiornamento (2013).

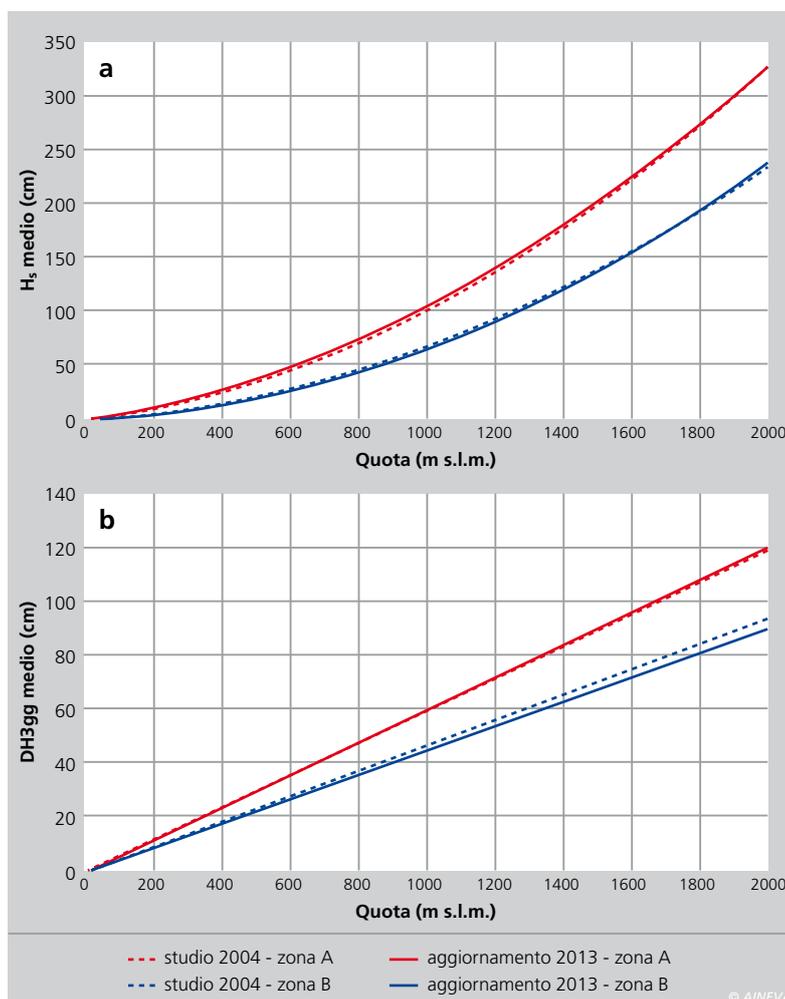
to nivometeorologico di tipo manuale; delle 45 stazioni, 43 sono le medesime già utilizzate nello studio originario, a cui si vanno ad aggiungere due stazioni di tipo manuale di nuova installazione: "Rutte" (denominazione: RUT), ubicata nel comune di Tarvisio ad una quota di 800 m s.l.m., operativa dalla stagione invernale 2004/05 e "Timau Casetta in Canada" (denominazione: TIM), ubicata nel comune di Paluzza ad una quota di 980 m s.l.m., operativa dalla stagione invernale 2007/08. In relazione alle 43 stazioni precedentemente considerate, per 15 stazioni si sono resi disponibili nuove stagioni documentate, così come riassunto in Tabella 1. Tali stazioni - assieme alle due stazioni di nuova installazione sopra menzionate - sono rappresentative della rete di rilevamento manuale attualmente operativa a livello regionale (Figura 1).

Nel contesto dell'aggiornamento dello studio sono state aggiunte complessivamente 113 stagioni invernali (102 per le 15 stazioni già utilizzate in precedenza, più 11 stagioni relative alle due nuove stazioni); il numero totale di stagioni documentate disponibili è passato pertanto dalle 612 del precedente studio alle 725 del presente aggiornamento, con un incremento significativo (18.5% circa) dell'estensione complessiva della base di dati.

In Figura 2 è rappresentato l'aggiornamento della distribuzione della lunghezza delle serie storiche in funzione del numero di stazioni. Nella maggioranza dei casi le serie storiche mantengono una lunghezza variabile tra 5 ed 15 anni, sebbene rispetto al precedente studio si registri un aumento del numero di stazio-



Fig. 3 - Confronto tra gli andamenti dei valori medi di  $H_s$  (a) e  $DH3gg$  (b) con la quota nelle zone nivometriche A e B ottenute nello studio originario (2004) e nel successivo aggiornamento (2013).



ni con serie storiche di dati di lunghezza compresa tra 25 e 40 anni (che risultano più che raddoppiate, passando da 5 a 12, vedi Figura 2). In particolare, le serie storiche più lunghe ( $L > 30$  anni) sono relative alle seguenti sette stazioni:

- Forni di Sopra (FSO): 39 anni;
- Rifugio Gilberti (RGI): 38 anni;
- Claut (CLA): 36 anni;
- Piancavallo (PIA): 34 anni;
- Ravascletto Mt. Zoncolan (RAV): 32 anni;
- Sella Nevea (SNE): 32 anni;
- Tarvisio (TAR): 31 anni

## AGGIORNAMENTO DELLO STUDIO

Nell'approccio di tipo regionale all'analisi statistica dei dati di innevamento, il valore di progetto di una generica variabile nivometrica, nel seguito indicata con  $x$ , ovvero il valore che la variabile  $x$  assume in relazione a prefissate posizione geografica  $P$  e tempo di ritorno  $T$ , è esprimibile come:

$$x(P, T) = \overline{x(P)} \cdot x^*(T) \quad [1]$$

dove  $\overline{x(P)}$  indica il valore medio della variabile  $x$  relativo alla posizione  $P$ , mentre  $x^*(T)$  descrive l'andamento del valore adimensionale della variabile  $x$  in funzione del tempo di ritorno (tale funzione viene generalmente denominata "curva di crescita regionale", nel seguito per semplicità indicata con la dicitura CCR).

Nello studio originario, a cui si rimanda per ogni necessario dettaglio (Barbolini et al., 2006), i valori medi delle due variabili di interesse ( $H_s$  e  $DH3gg$ ) erano stati caratterizzati, per due distinte zone nivometriche (denominate Zona A e Zona B, rispettivamente a maggior e minor innevamento) in funzione della quota di progetto  $z$ , ovvero:

$$\overline{x_A} = \overline{x_A(z)} \quad [2a]$$

$$\overline{x_B} = \overline{x_B(z)} \quad [2b]$$

mentre per le curve di crescita regionale si era ritenuto di attuare una regionalizzazione su due intervalli altimetrici distinti,

rispettivamente inferiori ai 1000 m s.l.m. (basse quote, BQ) e superiori ai 1000 m s.l.m. (alte quote, AQ):

$$x_{BQ}^* = x_{BQ}^*(T) \quad [3a]$$

$$x_{AQ}^* = x_{AQ}^*(T) \quad [3b]$$

Pertanto, a titolo esemplificativo, il valore di progetto per la variabile nivometrica  $x$  (che può indicare sia  $Hs$  sia  $DH3gg$ ) in un comune appartenente alla zona nivometrica "A" per una quota di progetto  $z > 1000$  m s.l.m. e per un tempo di ritorno  $T'$  era ottenuto mediante la seguente espressione:

$$x(z', T') = \overline{x_A(z')} \cdot x_{AQ}^*(T') \quad [4]$$

In relazione alla nuova base di dati sono stati aggiornati per le due variabili nivometriche  $Hs$  e  $DH3gg$  sia gli andamenti dei valori medi con la quota, ovvero le relazioni  $\overline{x_A(z)}$  e  $\overline{x_B(z)}$ , sia le curve di crescita regionale, ovvero le relazioni  $x_{BQ}^*(T)$  e  $x_{AQ}^*(T)$ .

In relazione alla variabilità spaziale delle grandezze di interesse sono risultati sostanzialmente confermati i risultati dello studio del 2004, sia in termini di definizione delle regioni nivometriche a maggiore e minore innevamento (zone nivometriche A e B) che in termini di andamento dei valori medi di  $Hs$  e  $DH3gg$  con la quota per le due regioni nivometriche (Figura 3); si è riscontrata solo una lieve riduzione del tasso di crescita di  $DH3gg$  con la quota nella zona nivometrica B (da 4.7 cm/100m a 4.5 cm/100m, vedi Figura 3b).

Anche con riferimento alle curve di crescita regionale sono risultati sostanzialmente confermati, per entrambe le variabili, gli andamenti relativi allo studio del 2004 (differenze percentuali mai superiori al 2.5%, vedi Figura 4); fa eccezione la CCR di  $Hs$  ad alte quote, che nell'aggiornamento al 2013 risulta caratterizzata, per i tempi di ritorno più elevati, da valori significativamente maggiori rispetto a quanto ottenuto nello studio del 2004

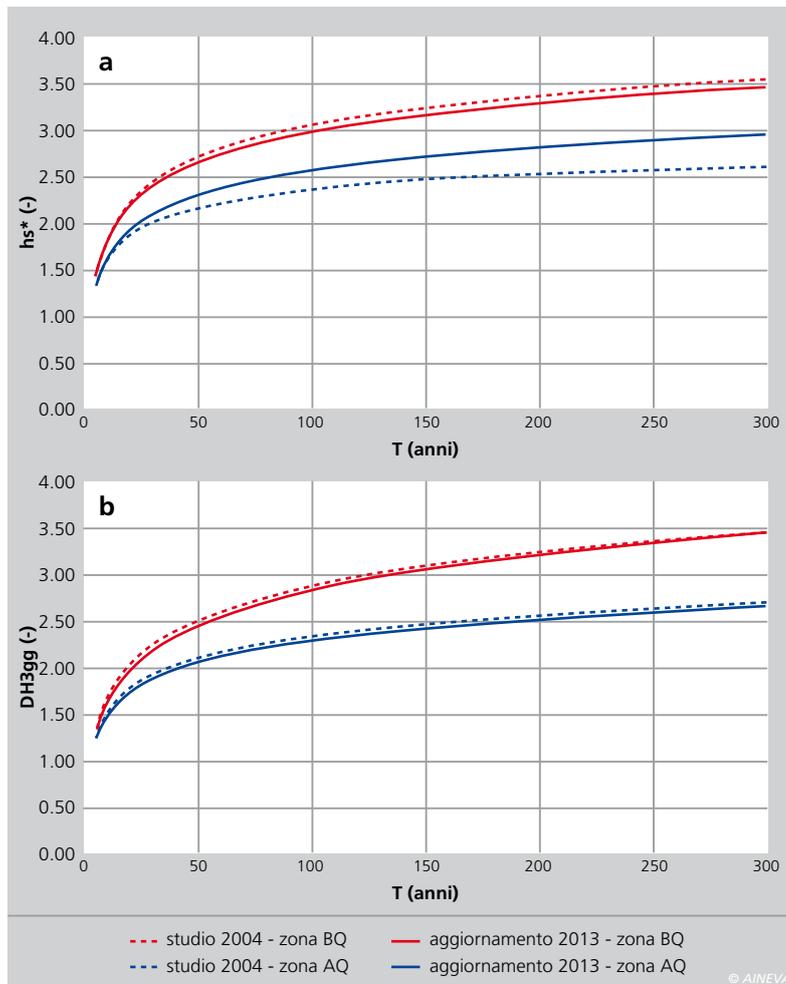


Fig. 4 - Confronto tra le Curve di Crescita Regionale di  $Hs$  (a) e  $DH3gg$  (b) valide rispettivamente per le alte quote (AQ) e basse quote (BQ), ottenute nello studio originario (2004) e nel successivo aggiornamento (2013).

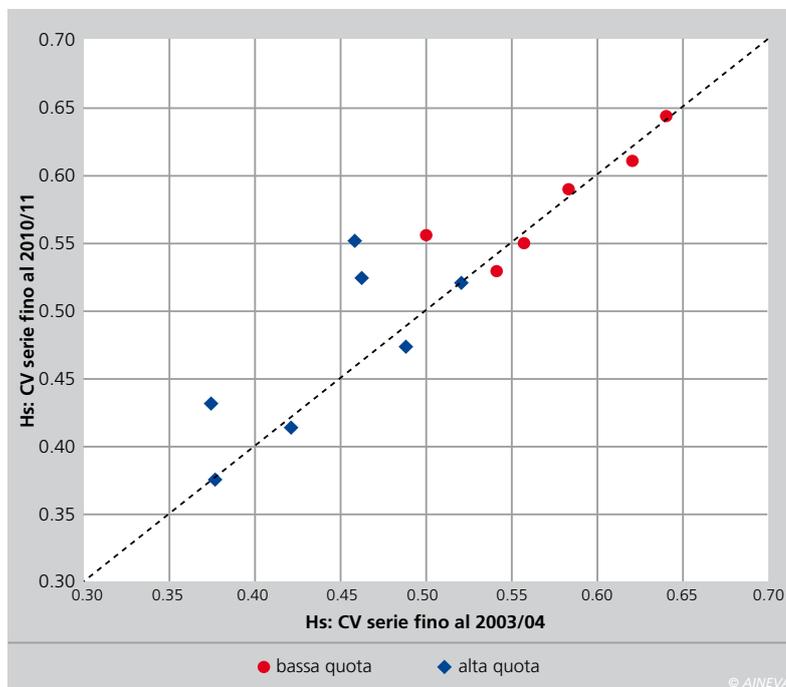


Fig. 5 - Confronto dei valori dei coefficienti di variazione relativi alla variabile  $Hs$  per le differenti stazioni di rilevamento, distinte in relazione alla loro quota, in funzione della lunghezza dei dati campionari utilizzati.

(differenze dell'ordine del 12-13% per tempi di ritorno superiori ai cento anni, vedi Figura 4a). Come si evince dall'analisi di Figura 5 in effetti per 3 delle 7 stazioni considerate per la derivazione della CCR di  $Hs$  ad alta quota (Passo Pramollo, Ra-

vaschetto Zoncolan e Forcella Lius) l'aggiornamento delle serie di dati ha comportato un significativo incremento del coefficiente di variazione, che spiega la modifica intervenuta nella curva di crescita regionale. Tale tipo di problematica

è da ricondursi alla lunghezza contenuta delle serie di dati disponibili: l'aggiunta di nuovi dati in tale caso può comportare modifiche anche significative dei valori dei momenti campionari, soprattutto per quelli di ordine superiore al primo, e quindi dei valori dei parametri caratteristici delle curve di distribuzione di probabilità utilizzate per adattare i dati campione.

Gli aggiornamenti intervenuti hanno avu-

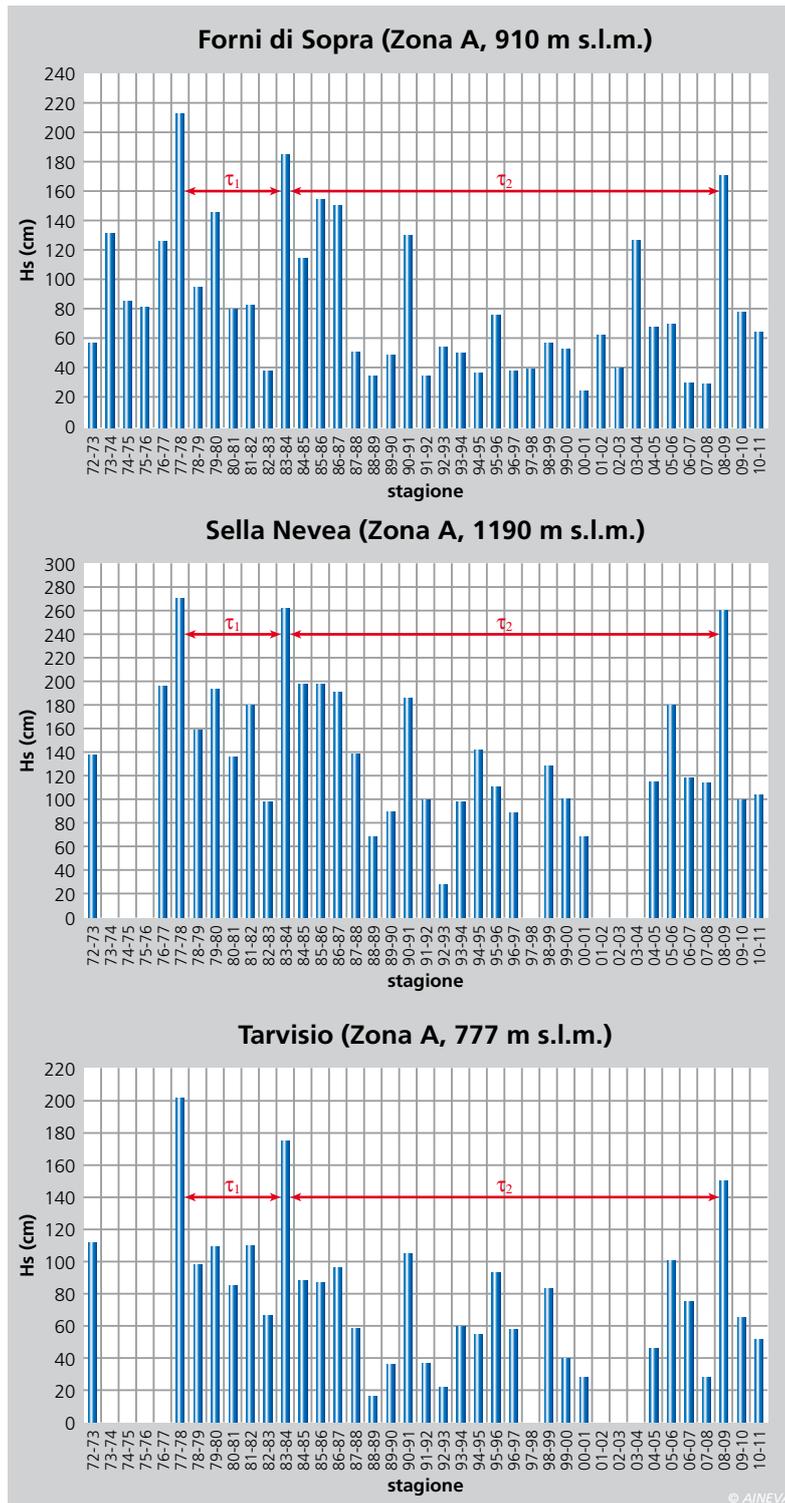
to i seguenti effetti sui valori di progetto delle due variabili di interesse: (a) nel caso di *DH3gg*, per la zona A i valori risultano sostanzialmente invariati rispetto allo studio originario, mentre per la zona B si hanno contenute variazioni in diminuzione (differenze massime relative alle quote e tempi di ritorno maggiori comunque contenute entro il 5%); (b) nel caso di *Hs* gli effetti delle variazioni intervenute sulle CCR comportano differenze dei valori

di progetto che, sia per la zona A che per la zona B, arrivano ad essere dell'ordine del 10% dei valori originari.

## ANALISI CRITICA DEI RISULTATI DELLO STUDIO

Le analisi riportate nel presente paragrafo sono riferite alla variabile *Hs*, caratterizzata da basi di dati maggiormente estese e affidabili.

Fig. 6 - Istogrammi dei valori massimi di *Hs* per le stazioni Forni di Sopra, Sella Nevea e Tarvisio. (cfr. eq. [5]:  $\tau_1=6$  anni;  $\tau_2=25$  anni,  $N=2, T15$  anni).



Ai fini di una preliminare validazione dello studio su base regionale, utilizzando le stazioni con le serie storiche più consistenti di rilevazioni (ovvero quelle caratterizzate da un numero di stagioni documentate  $L$  maggiore o uguale a 30), si è stimato il valore del tempo di ritorno dell'evento relativo alla stagione invernale 2008/09. La stima è stata effettuata utilizzando la definizione di tempo di ritorno di un evento, che può essere definito come l'intervallo di tempo medio in cui l'evento si ripete (Cunnane, 1989):

$$T = \frac{\sum \tau_i}{N} \quad [5]$$

dove con  $\tau_i$  si è indicato la lunghezza (in anni) dell'*i*-esimo intervallo di tempo e con  $N$  il numero di intervalli. Al fine di aumentare il numero di stazioni relative alla zona nivometrica B, è stata inclusa in tale analisi anche la stazione Sauris di Sopra (SAU), caratterizzata da una serie storica di 29 anni.

Applicando l'equazione [5] alle serie storiche dei massimi anni di *Hs* si è potuto stimare un tempo di ritorno relativo all'evento del 2008/09 compreso approssimativamente tra 15 e 30 anni, con il valore inferiore che appare preferibilmente riferibile alla zona nivometrica A ed alla quote più basse (es. Forni di Sopra, Sella Nevea e Tarvisio, vedi Figura 6) e il valore maggiore alla zona nivometrica B o alle quote più elevate (es. Rifugio Gilberti, Ravascletto Mt. Zoncolan e Sauris di Sopra, Figura 7). Occorre evidenziare che la stima del tempo di ritorno dell'evento del 2008/09, sebbene risulti giocoforza approssimata (in ragione

del limitato numero di intervalli di tempo su cui è stato possibile effettuare la stessa e della qualità ed incertezza di alcuni specifici dati rilevati, quali ad esempio il valore assunto dalla variabile  $H_s$  per l'anno 2008/09 alla stazione Ravaschetto Mt. Zoncolan), è comunque sufficientemente rappresentativa ai fini delle analisi di seguito condotte.

Per un'analisi comparativa dei risultati dello studio condotto con un approccio di tipo regionale è interessante osservare le Figure da 8 a 11 in cui, con riferimento ad alcune stazioni di rilevamento nivometrico, sono mostrati gli andamenti della variabile  $H_s$  in funzione del tempo di ritorno ottenuti sulla base delle seguenti metodologie di analisi:

- analisi statistica della serie storica di dati puntuali disponibili fino alla stagione 2003/04, adattando i dati campione con la distribuzione di Gumbel (EV1);
- analisi statistica della serie storica di dati puntuali estesi includendo le sette stagioni dal 2004/05 al 2010/11, adattando i dati campione con la distribuzione di Gumbel (EV1);
- analisi regionale dei dati di innevamento, sia nella versione originaria (studio 2004) che nella versione aggiornata (al 2013).

Si può osservare quanto segue.

Stazione Forcella Lius, zona nivometrica B,  $z=1010$  m s.l.m. (Figura 8): il valore massimo di altezza di neve al suolo misurato nel 2008/09, pari a 134 cm, sulla base dell'analisi regionale risulta avere un tempo di ritorno pari a circa 20 anni, indipendentemente dal fatto che si consideri lo studio del 2004 o il successivo aggiornamento, valore compatibile con la stima effettuata sulla base delle serie storiche più lunghe (vedi Figura 7); è invece interessante notare come il tempo di ritorno associato a tale valore sulla base di analisi di dati puntuali risulti fortemente influenzato dalla serie storica considerata (dati fino al 2003/04 oppure fino al 2010/11) e comunque in ogni caso notevolmente sovrastimato (circa 300 anni nel caso della

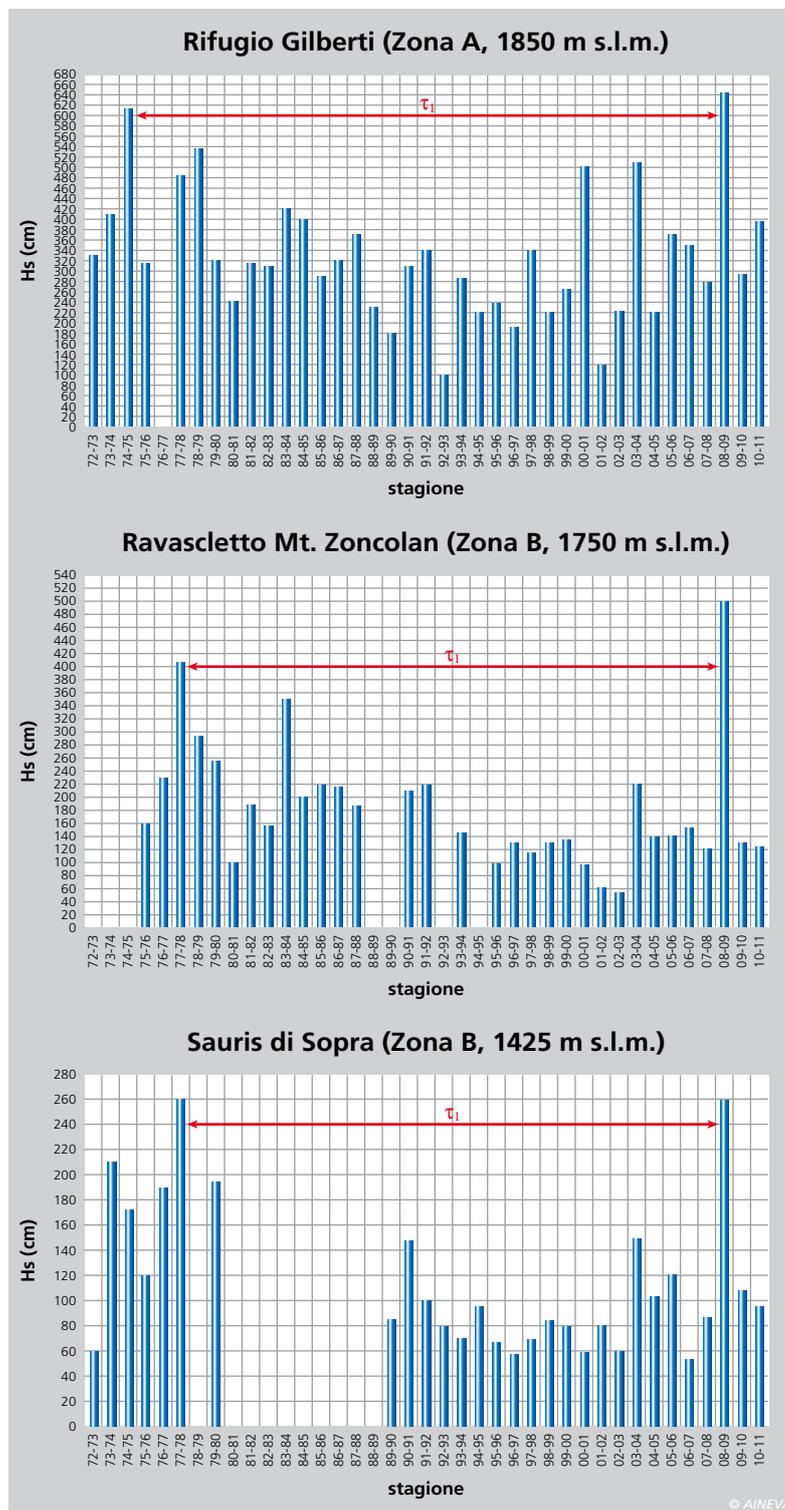


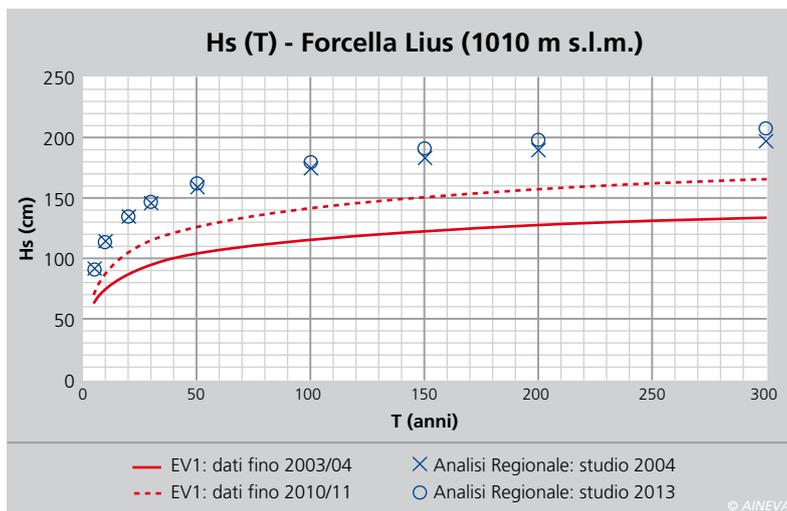
Fig. 7 - Istogrammi dei valori massimi di  $H_s$  per le stazioni di Rifugio Gilberti, Ravaschetto Mt. Zoncolan e Sauris di Sopra (cfr. eq. [5]:  $\tau_1=T$  30 anni).

serie di registrazioni fino al 2003/04, circa 70 anni considerando la serie aggiornata ed estesa).

Stazione Pradibosco, zona nivometrica B,  $z=1200$  m s.l.m. (Figura 9): il valore massimo di altezza di neve al suolo misurato nel 2008/09, pari a 196 cm, sulla base dell'analisi regionale risulta avere un tempo di ritorno pari a circa 30 anni, con differenze trascurabili tra lo studio del

2004 e il successivo aggiornamento, valore pienamente in linea con la stima effettuata sulla base delle serie storiche più lunghe (Figura 7); anche in questo il tempo di ritorno associato a tale valore sulla base di analisi di dati puntuali risulta fortemente influenzato dalla serie storica considerata e comunque notevolmente sovrastimato (sopra 300 anni nel caso della serie di registrazioni fino al 2003/04, circa 85 anni considerando la serie opportunamente

Fig. 8 - Valori della variabile  $H_s$  in funzione del tempo di ritorno  $T$  per la stazione Forcella Lius, ottenuti con differenti metodi di stima.



torno associato a tale valore sulla base di analisi di dati puntuali risulta notevolmente sovrastimato (160 anni circa nel caso della serie di registrazioni fino al 2003/04, circa 75 anni considerando la serie opportunamente aggiornata ed estesa) e comunque fortemente influenzato dalla serie storica considerata.

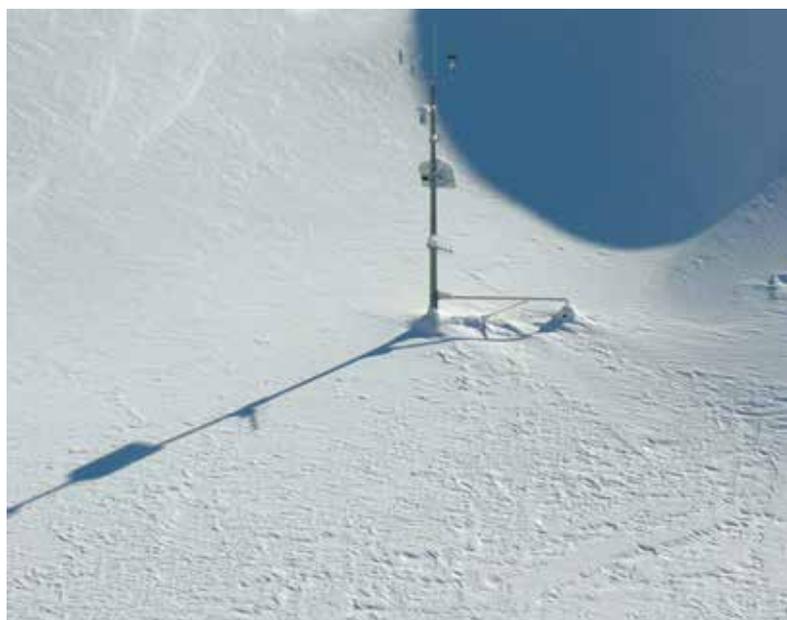
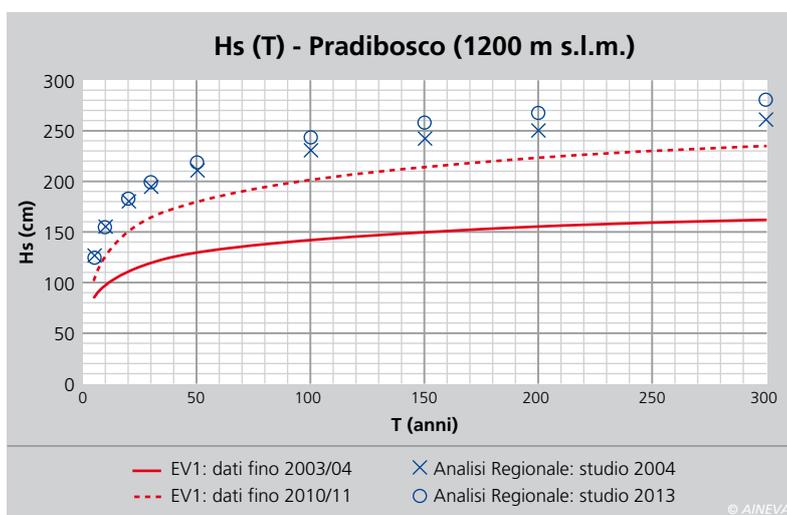
Stazione Valsaisera, zona nivometrica A,  $z=1000$  m s.l.m. (Figura 11): il valore massimo di altezza di neve al suolo misurato nel 2008/09, pari a 192 cm, sulla base dell'analisi regionale risulta avere un tempo di ritorno pari a circa 15 anni, con differenze minime tra lo studio del 2004 e il successivo aggiornamento, valore pienamente in linea con la stima effettuata sulla base delle serie storiche più lunghe (Figura 6); il tempo di ritorno associato a tale valore sulla base di analisi di dati puntuali risulta influenzato dalla serie storica considerata e comunque in ogni caso sovrastimato (circa 40 anni nel caso della serie di registrazioni fino al 2003/04, circa 25 anni considerando la serie opportunamente aggiornata ed estesa).

## CONCLUSIONI

Nel presente lavoro è stato descritto l'aggiornamento dello studio degli innevamenti relativo al territorio friulano. Tanto lo studio originario (2004) quanto il successivo aggiornamento (2013) sono stati condotti utilizzando tecniche di analisi regionale sui dati registrati dalla rete di rilevamento nivometeorologico regionale (stazioni di tipo manuale). L'aggiornamento ha offerto l'occasione di effettuare un'analisi critica dei risultati dello studio.

Da un lato si è cercato di effettuare una prima validazione dei valori di progetto che lo studio restituisce. Sulla base dei dati delle stazioni di rilevamento che presentano le serie storiche più consistenti è stato stimato per via empirica il tempo di ritorno della variabile nivometrica "altezza massima del manto nevoso al suolo" relativamente al valore raggiunto nel corso della stagione invernale 2008/09, particolarmente significativa in termini di innevamento. Si

Fig. 9 - Valori della variabile  $H_s$  in funzione del tempo di ritorno  $T$  per la stazione Pradibosco, ottenuti con differenti metodi di stima.



aggiornata ed estesa).

Stazione Passo Pramollo, zona nivometrica A,  $z=1500$  m s.l.m. (Figura 10): il valore massimo di altezza di neve al suolo misurato nel 2008/09, pari a 380 cm, sulla base dell'analisi regionale risulta avere un

tempo di ritorno pari a circa 20 anni, con differenze minime tra lo studio del 2004 e il successivo aggiornamento, valore che risulta compatibile con la stima effettuata sulla base delle serie storiche più lunghe (vedi Figura 6); viceversa, il tempo di ri-

è quindi osservato come i risultati dello studio condotto nel 2004, pertanto prima del verificarsi dell'evento in esame, fossero in grado di caratterizzare in maniera sostanzialmente corretta il grado di rarità di tale evento, e come tale caratterizzazione si mantenga robusta anche in relazione al successivo aggiornamento dello studio.

Al tempo stesso si è ritenuto utile effettuare un confronto tra risultati ottenibili elaborando i dati di innevamento con metodologie di analisi di tipo "regionale" e di tipo "puntuale". In effetti, nella pratica comune, la stima della curva di distribuzione di probabilità di una variabile nivologica è generalmente ottenuta elaborando un unico campione di dati misurati nel sito di interesse (o comunque in una stazione di rilevamento ritenuta significativa). Per questa procedura, indicata appunto come stima puntuale, vale la regola generale che un quantile con tempo di ritorno  $T$  può essere stimato in maniera affidabile da un campione di dimensione  $L$  solo se  $T \leq L$  (Hosking e Wallis, 1997). Le analisi comparative condotte hanno in effetti evidenziato come le analisi puntuali su serie storiche di dimensione limitata risultino effettivamente sia poco accurate (ovvero affette da consistenti errori di stima) sia poco robuste (ovvero affette da forte variabilità in funzione della serie campionaria utilizzata), mentre l'utilizzo di tecniche di "regionalizzazione" consente di migliorare sia l'accuratezza che la robustezza dei risultati. Ciò è tanto più vero con riferimento alla stima dei quantili di interesse in applicazioni ingegneristiche, caratterizzati da tempi di ritorno significativamente elevati (tipicamente  $100 \leq T \leq 300$ ) soprattutto in rapporto alla lunghezza caratteristica delle serie storiche usualmente disponibili (tipicamente  $L \leq 50$ ).

Giova altresì ricordare come l'utilizzo di tecniche di analisi di tipo regionale consenta di rendere disponibili i valori di progetto delle variabili analizzate per ogni zona del territorio regionale (ovvero per ogni comune e quota altimetrica) indipendentemente dalla presenza o meno di

stazioni di misura nella zona di interesse, aspetto che assume particolare rilevanza in considerazione del fatto che la posizione delle stazioni di rilevamento generalmente non coincide con quella delle zone di maggiore interesse pratico (tipicamente le stazioni di rilevamento nivometeorologico risultano ubicate a quote inferiori rispetto alle zone di distacco delle valanghe).

Infine si ritiene di evidenziare come l'aggiornamento condotto abbia riguardato sostanzialmente stazioni già considerate nel precedente studio (vedi Tabella 1), ubicate approssimativamente nell'intervallo di quote  $500 \div 2000$  m s.l.m. Pertanto il limite legato all'assenza di dati misurati a quote superiori ai 2000 m s.l.m. permane ed i valori di progetto forniti per le quote superiori ai 2000 m s.l.m. mantengono pertanto valore puramente indicativo. Un'analisi più approfondita del comportamento alle quote più elevate, che si ritiene

estremamente importante, dovrà essere necessariamente preceduta da una adeguata raccolta di dati.

## Bibliografia

- Aineva, 2005. Linee guida metodologiche per la perimetrazione delle aree esposte al pericolo di valanghe.
- Barbolini, M., Pagliardi, M., Ferro, F., Stefanelli, P. e Filaferro, E. 2006. Distribuzione degli innevamenti sulla montagna friulana: analisi statistica delle principali variabili nivometriche. Neve e Valanghe n.58, pp 34-43.
- Burkard, A. e Salm, B. 1992. Die Bestimmung der Mittleren Anrismächtigkeit  $d_0$  zur Berechnung von Fließlawinen. Internal Report of the Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research, No. 668, Davos, Switzerland, 18 pp.
- Cunnane, C. 1989. Statistical Distribution for Flood Frequency Analysis. WMO-Operational Hydrology Report, No. 33, 61 pp.
- Direttive Elvetiche. 1990. Direttive per la Costruzione delle Opere di Premunizione Valangaria nella Zona di Distacco, UFAFP-FNP, Berna (CH), 75 pp.
- Hosking, J.M.R. e Wallis J.R. 1997. Regional Frequency Analysis. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 224 pp.
- Mears, A. 1981. Design criteria for avalanche control structures in the runout zones, USDA Forest Service General Technical Report, RM-84, 28 pp.
- Salm, B., Burkard, A. e Gubler, H. 1990. Berechnung von Fließlawinen: eine Anleitung für Praktiker mit Beispielen, Eidg. Inst. Schnee- und Lawinenforsch. Mitt., 47, 41 pp. ("Calcul des Avalanches: Une Methode pour le Praticien avec des Exemples"; SFISAR Message No 47 - Translated in French by Ancey C., 1994).

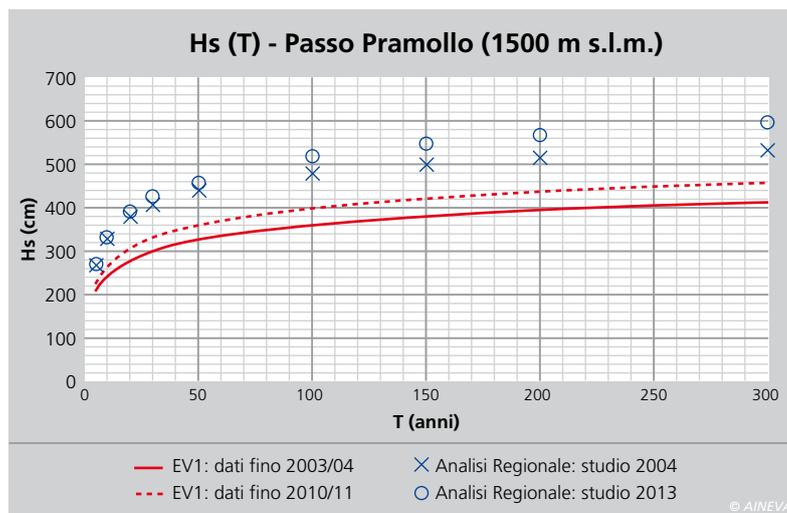


Fig. 10 - Valori della variabile  $H_s$  in funzione del tempo di ritorno  $T$  per la stazione Passo Pramollo, ottenuti con differenti metodi di stima.

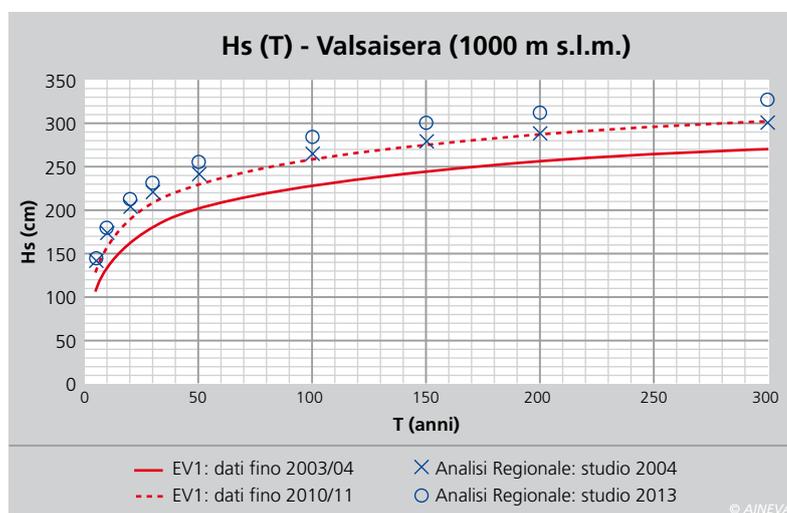


Fig. 11 - Valori della variabile  $H_s$  in funzione del tempo di ritorno  $T$  per la stazione Valsaisera, ottenuti con differenti metodi di stima.

# INDAGINI GRANULOMETRICHE IN DEPOSITO VALANGHIVO: METODOLOGIA DI RILIEVO E ANALISI FRATTALE

**Valerio De Biagi,  
Barbara Frigo,  
Bernardino Chiaia**

DISEG - Dipartimento di Ingegneria  
Strutturale, Edile e Geotecnica,  
Politecnico di Torino, Italia

Fenomeni con proprietà di invarianza di scala sono comuni in natura e la geometria frattale è lo strumento matematico più adatto a descriverli. Il flusso valanghivo non fa eccezione e può essere visto come un mix di grani e relativi aggregati che possono essere frantumati o sinterizzati. La conoscenza delle interazioni granulari del flusso è da sempre necessaria per la comprensione della dinamica valanghiva. Si presenta qui di seguito un modello frattale per la descrizione della distribuzione granulometrica del deposito valanghivo basato sul concetto di probabilità di aggregazione. Grazie alla particolare metodologia di rilievo della granulometria superficiale, è possibile verificare come il modello riesca a mettere in luce l'azione di setacciatura compiuta dalla valanga durante il moto verso valle.



## INTRODUZIONE

Il manto nevoso è costituito da strati di neve che, dopo i processi di fratturazione e innesco, si muovono verso valle come un fluido granulare. Le proprietà fisiche dei grani che compongono questo fluido e che ne condizionano la dinamica, sono: la forma, la dimensione e la durezza. A partire dagli Anni Ottanta, la quantificazione dei parametri di attrito per i modelli di dinamica tiene in considerazione la presenza di interazione tra i grani (Salm e Gubler, 1985; Norem e altri, 1987). Issler e altri (2008) hanno illustrato come il moto ed il percorso della valanga lungo il pendio variano secondo le proprietà granulometriche del fluido: in tale senso, la componente densa del corpo della valanga e gli strati di saltazione possono avere differente percorso a seconda della topografia del sito. Più recentemente, alcuni modelli di dinamica hanno seguito l'evoluzione dell'energia legata all'interazione tra i grani nel corpo della valanga (Buser e Bartelt, 2009). Uno strato basale di grani ghiacciati con elevato attrito garantisce un rapido movimento verso valle degli strati superiori, all'interno dei quali tensioni tangenziali di debole intensità favoriscono la sinterizzazione dei singoli cristalli in blocchi di dimensioni maggiori (Rognon e altri, 2008).

Nella zona di deposito, la dimensione dei grani,  $\phi$ , è altamente variabile e può raggiungere valori superiori a 200 mm nel caso di blocchi solidi. Allo stesso modo, nelle valanghe in cui è presente uno strato di saltazione, si possono osservare grani di dimensione di poco superiore a quella dei singoli grani di neve. Bartelt e McArdell (2009) hanno mostrato come la distribuzione granulometrica di questi aggregati dipende dalla tipologia di valanga: in valanghe di neve asciutta, la dimensione mediana dei blocchi,  $\phi_{50}$ , è inferiore che nel caso di valanghe di neve bagnata. Jomelli e Bertran (2001) hanno analizzato il deposito di 25 valanghe di neve bagnata nelle Alpi francesi e hanno notato come la distribuzione verticale e trasversale dei grani all'interno della massa di neve movimentata presenta una specie di ordinamento in base alla dimensione degli stessi. Emerge, infatti, una specie di setacciatura. I grani di dimensione maggiore tengono ad essere riportati verso la superficie, mentre le particelle di dimensioni inferiori sono movimentate negli strati più prossimi al terreno (Fig. 1).

Indagini granulometriche sono generalmente compiute nel settore scientifico della geotecnica. L'analisi dei suoli richie-

de spesso la valutazione delle dimensioni e la quantificazione della percentuale di particelle con una data dimensione. Questo consente, infatti, di classificare i terreni in argille, limi, sabbie e ghiaie. Operativamente, un campione di suolo è vagliato con setacci di differente apertura; la frazione di suolo intercettata da ciascun setaccio è pesata e confrontata con il peso totale del campione analizzato. I dati sono riportati su assi semi-logaritmici, da cui prendono forma le curve cumulative log-normale, di Weibull e di Pareto utili per l'interpretazione del dato. Turcotte (1997) ha analizzato i risultati di indagini granulometriche compiute su campioni di oggetti frammentati (blocchi di quarzo, gneiss, granito, porzioni di asteroidi, argille, till glaciale, polveri, ecc.) e ne ha riportato i valori delle curve cumulative su assi log-logaritmici, osservando come i punti relativi a ciascun oggetto frantumato possono essere interpolati da una legge di potenza ricondotta alla forma:

$$N \propto \frac{1}{r^D} \quad (1)$$

dove  $r$  è la dimensione delle particelle,  $N$  è il numero di particelle di dimensione superiore (o uguale) a quella considerata e  $D$  è la dimensione frattale (Mandelbrot,

*Fig. 1 - Valanga di P.ta Seehore, 23 febbraio 2013. Confronto tra la granulometria di deposito in due diversi punti della medesima valanga. A sinistra una immagine relativa alla parte alta del deposito in cui vi è notevole presenza dei grani di piccole dimensioni dello strato di saltazione, a destra un'immagine relativa alla parte bassa del deposito caratterizzata dalla presenza di un notevole numero di grani di dimensioni medio-grandi. Il riquadro nero ha dimensioni 90 x 90 mm (foto De Biagi).*

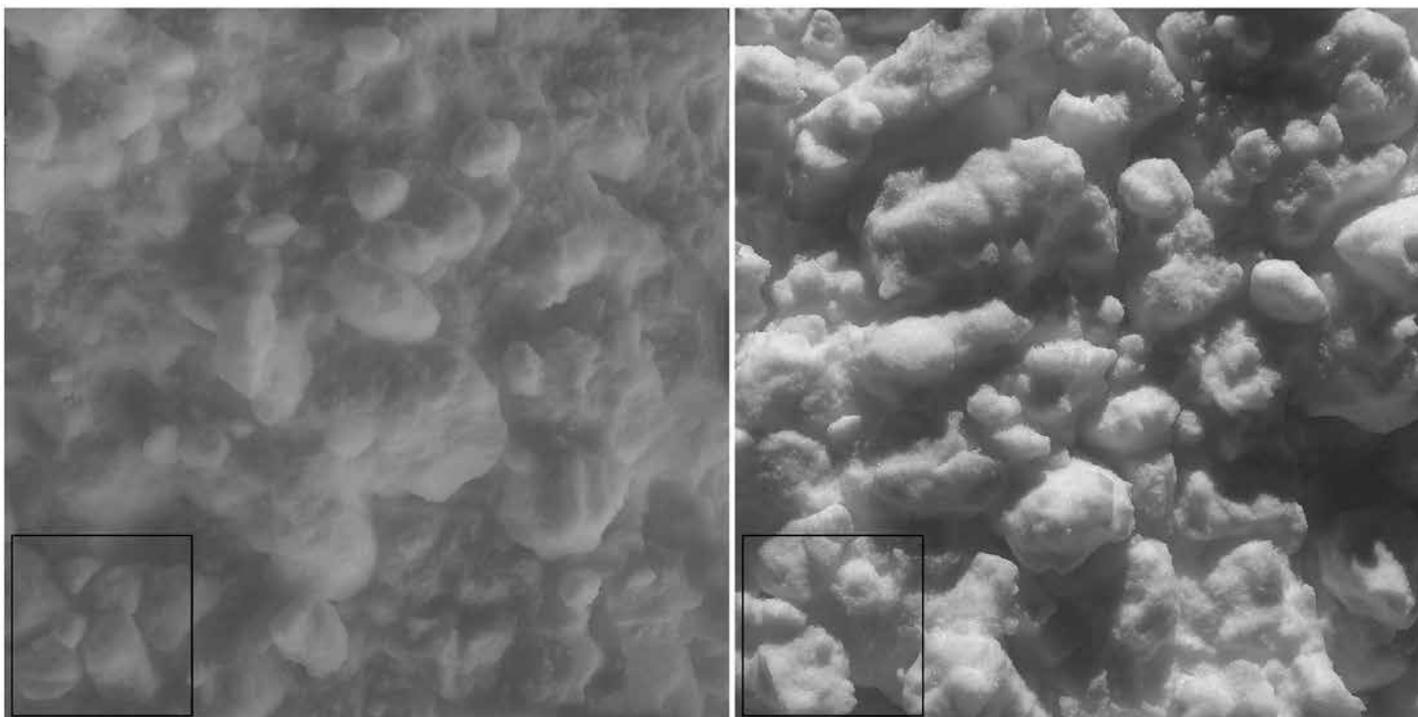




Fig. 2 - Valanga di P.ta Seehore, 23 febbraio 2013. Si riconoscono, nella zona di deposito, grani di dimensioni varie (foto De Biagi).

1982). In generale, la dimensione frattale appartiene all'insieme dei numeri razionali positivi, non necessariamente un valore intero.

La presenza di relazioni frattali in dinamica delle valanghe, in fisica ed ingegneria della neve è oggi una delle nuove frontiere della ricerca sul comportamento fisico/meccanico dei materiali fragili. I primi ad osservare un legame di tipo frattale nei processi valanghivi furono Rosenthal e Elder (2003) che, analizzando il comportamento di oltre 8000 valanghe lungo 140 percorsi, riscontrarono una relazione frattale tra altezza di frattura e numero di eventi di magnitudo superiore ad un valore di riferimento arbitrario, tendenza confermata Faillettaz e altri (2003) con 5000 osservazioni di valanghe nelle Alpi francesi per oltre 4 anni. La relazione tra meccanica della neve e frattali viene invece evidenziata da radiografie tridimensionali di provini cubici di manto nevoso di differente densità, grazie ai quali Chiaia e Frigo (2007) hanno introdotto un modello deterministico in grado di descrivere la distribuzione dei cristalli di ghiaccio. Il modello conferma come la dimensione frattale,  $D$ , sia il parametro che meglio descrive la distribuzione dei vuoti nel campione di neve, e come questo possa essere utilizzato nei legami di scala delle



Fig. 3 - Particolare del deposito valanghivo a conclusione del rilievo granulometrico della valanga di P.ta Seehore del 19 marzo 2011 (foto Frigo).

proprietà meccaniche della neve.

Sulla stessa linea, Carbone e altri (2009, 2010) hanno in seguito colto la casualità della struttura della neve attraverso modelli frattali casuali e spugne di Menger. La dimensione frattale e l'invarianza di scala della resistenza della neve sono state inoltre applicate all'ingegneria della neve (Chiaia e Frigo, 2009) al fine della definizione di un criterio fisico-statistico di innesco e distacco naturale di valanghe di neve a lastroni.

Il presente articolo illustra un modello matematico della distribuzione granulometrica dei grani di neve. Questi sono definiti da Barterlt e McArdell (2009) come

aggregati solidi ed arrotondati di particelle di ghiaccio originatesi all'interno ed a seguito del movimento del fluido durante il fenomeno valanghivo.

## ESECUZIONE DI UN RILIEVO GRANULOMETRICO

Il rilievo della granulometria degli ammassi di neve presenti sulla superficie di un deposito di valanga è svolto utilizzando una tecnica comunemente utilizzata per la caratterizzazione della rugosità degli alvei fluviali e torrentizi (ADBPO). Tale approccio è stato applicato a depositi di valanghe di neve di diverso tipo da Bartelt e McArdell (2009).

Tab. 1 - Rilievo granulometrico della valanga di P.ta Seehore del 19 marzo 2011 (De Biagi et al, 2012): dati rilevati.

DATO RILIEVO		VALORE CUMULATO	
Classe diametro	N <sub>i</sub>	Classe diametro	N <sub>i</sub>
45 < φ < 65.5	3	φ > 45	100
65.6 < φ < 89.9	13	φ > 65.6	97
90 < φ < 127.2	19	φ > 90	84
127.3 < φ < 179.9	12	φ > 127.3	65
180 < φ < 254.5	22	φ > 180	53
254.6 < φ < 359.9	5	φ > 254.6	31
360 < φ < 508.9	9	φ > 360	26
509 < φ < 719.9	10	φ > 509	17
720 < φ < 1018.1	5	φ > 720	7
1018.2 < φ < 1440	2	φ > 1018.2	2

© AINEVA

La metodologia, nota come "metodo della griglia di campionamento", consiste nella stessa, su un'area granulometricamente omogenea, di un reticolo a maglia quadrata di lato 0,5 m, per un'estensione minima di 5x5 m. Supponendo che il grano abbia la forma di un ellissoide, si misurano le tre dimensioni principali del grano posto in corrispondenza di ciascun nodo della griglia. Il campionamento è considerato soddisfacente se sono eseguite le misure di almeno 100 elementi (Wolman, 1954). I valori di ogni singolo campionamento sono raggruppati in classi di granulometria in funzione del diametro medio di ciascun ammasso di cristalli di neve. Le classi granulometriche sono definite in base ad una progressione geometrica in base 2, sul modello della classificazione di Wentworth (1922). I grani di diametro inferiore a 45 mm non sono stati considerati poiché di difficile manipolazione (il grano deve essere preso in mano e ruotato senza essere danneggiato). Questa ultima ipotesi non invalida i risultati in quanto la massa della valanga è contenuta negli ammassi di grande diametro (Rognon e al., 2008) (Fig. 2).

In Tabella 1 si riportano i risultati di un campionamento eseguito sul deposito della valanga di P.ta Seehore (parte bassa del deposito) del 19 marzo 2011 (Fig. 3).

## MODELLO FRATTALE DI GRANULOMETRIA

Si supponga che il flusso della valanga sia inizialmente composto da piccole par-

ticelle di ghiaccio in grado di aggregarsi le une alle altre per formare dei grani di dimensione maggiore. Questa capacità è quantificata dal parametro  $a$ , definito come parametro di aggregazione, il cui significato è illustrato nel seguito.

Un simile comportamento che, come si vedrà in seguito, porta alla nascita di leggi di tipo frattale è stato messo in luce anche in materiali coesivi e in strutture biologiche, ad esempio in Logan e Wilkinson (1990). In generale, come anticipato, una distribuzione di tipo frattale può essere espressa come

$$N_i = \frac{C}{\phi_i^a} \quad (2)$$

dove  $N_i$  è il numero di oggetti con una dimensione lineare caratteristica  $\phi_i$  (ad esempio il diametro) e  $C$  è una costante (Mandelbrot, 1982; Turcotte, 1997). L'equazione (2) può essere definita come densità frattale ed è alla base del modello di granulometria proposto.

Supponiamo che i grandi aggregati di neve che si osservano nel deposito della valanga derivino dall'unione di particelle di dimensioni più piccole che, a loro volta, sono formati dall'aggregazione di particelle di dimensioni inferiori, e così via.

Come premesso, sia  $a$  la probabilità che, in un insieme di elementi di uguali dimensioni, le particelle si uniscano le une alle altre per formare grani di dimensione maggiore mediante il processo di sinterizzazione. Il valore  $a = 0$  è caratteristico della situa-

zione in cui nessuna particella tende ad aggregarsi mentre il valore  $a = 1$  indica che tutte le particelle si uniscono a formare grani di dimensioni maggiori. Valori intermedi sono possibili: in tale situazione coesistono sia aggregati, che singole particelle.

Fissato un valore di probabilità di aggregazione  $a$  (Fig. 4), è possibile definire una corrispondenza tra diametro,  $\phi_i$ , e numero di grani di dimensioni superiori,  $N_i$ , ossia

$$N_i = \frac{B}{\phi_i^{1-\frac{a}{a+1}}} = \frac{B}{\phi_i^a} \quad (3)$$

dove l'esponente di  $\phi_i$  rappresenta la dimensione frattale, variabile in funzione di  $a$ . Come prima conseguenza di una legge di tipo di potenza, estremamente elevato è il numero di elementi con dimensione media maggiore di un diametro prefissato molto piccolo, vedasi la curva rossa in Figura 5. Utilizzando la procedura di campionamento presentata nel precedente paragrafo, risulta un numero massimo di elementi relativamente contenuto (nel caso del 19 marzo 2011, 100), e questo è anche dovuto al limitato numero di osservazioni alle piccole scale. Tuttavia, alle scale maggiori emerge il comportamento frattale.

Questa transizione tra comportamento frattale lineare e valore costante può essere messa in luce da una legge del tipo multifrattale, quale la seguente

$$N_i = \frac{\alpha}{\left(1 + \frac{\phi_i}{\beta}\right)^\gamma} \quad (4)$$

Dall'analisi di dettaglio del comportamento, si trova che al parametro  $\alpha$  corrisponde un ipotetico numero di grani misurati in ciascun campionamento, il parametro  $\beta$  rappresenta la dimensione caratteristica dei grani di neve,  $\gamma$  è la dimensione multifrattale. La bontà di tale modello è riportata nel grafico di Figura 5 (linea azzurra).

## CONCLUSIONI

Si è mostrato come un modello frattale possa descrivere la distribuzione della granulometria di un deposito di materiale dotato di capacità di formare grani, o di sinterizzazione. Misurazioni in campo han-

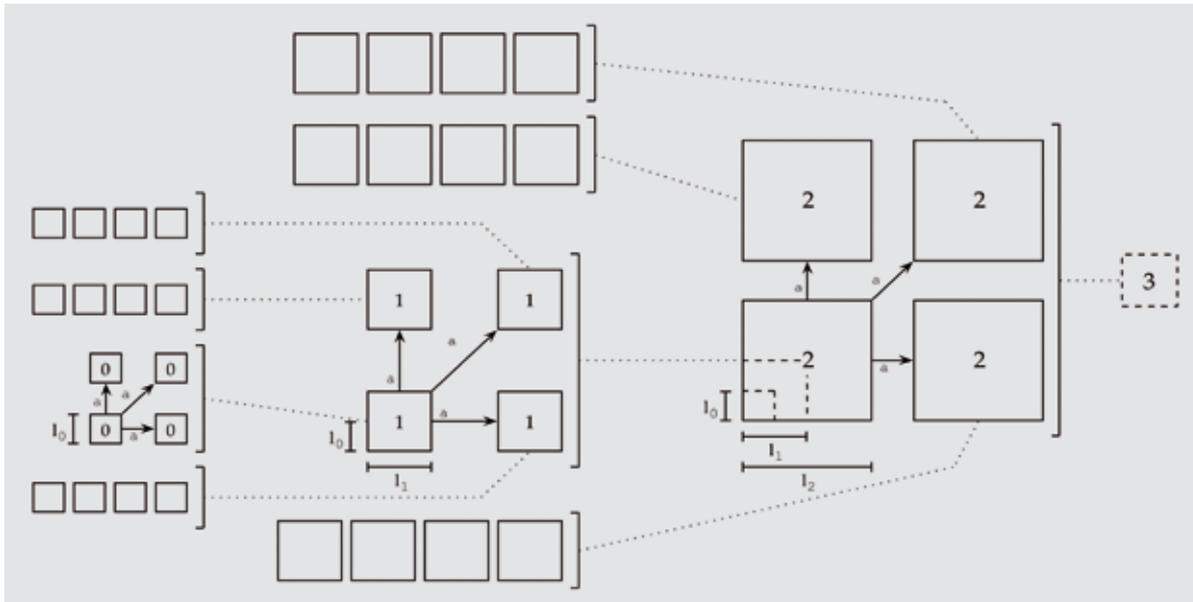


Fig. 4 - Modello frattale di granulometria. I grani di dimensioni inferiori (ad esempio i grani 0) si uniscono a formare grani di dimensioni maggiori (ad esempio i grani 1) con una probabilità  $a$  (De Biagi et al., 2012).

no inoltre evidenziato che la caratterizzazione di un deposito di valanga secondo il metodo della griglia di campionamento fornisce risultati attendibili per diametri di particelle superiori ai 40 – 50 mm. Tale metodologia non consente, però, di valutare la curva granulometrica relativa alle frazioni di dimensioni più piccole. La possibilità di eseguire una valutazione della granulometria della superficie deposito consente di mettere in luce l'azione di setacciatura compiuta dalla valanga durante il moto verso valle. La Figura 1 ne è una semplice dimostrazione. In futuro sarà quindi possibile avere un ulteriore strumento di analisi che consenta di misurare gli effetti dell'attrito statico e dinamico, e formulare un bilancio energetico all'interno del flusso valanghivo.

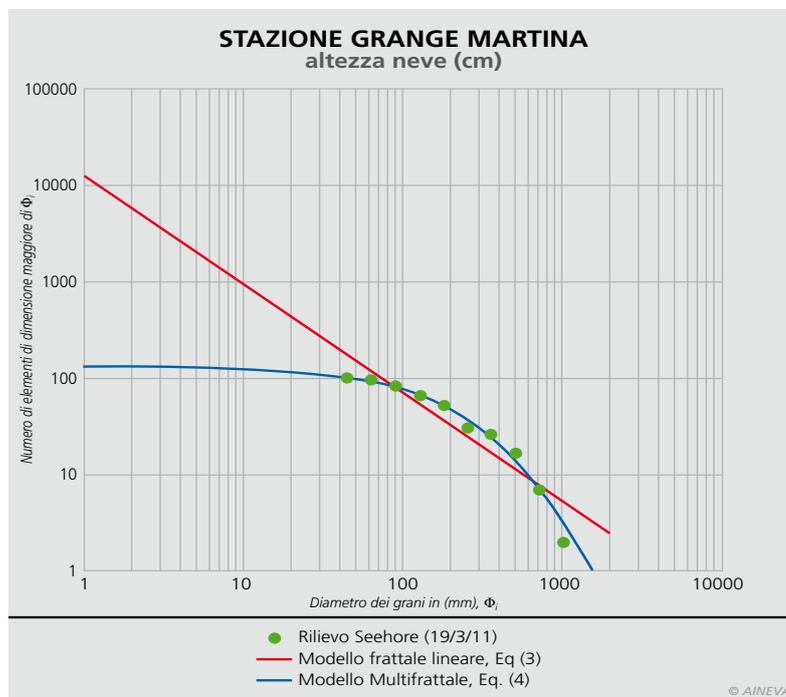


Fig. 5 - Confronto tra dati rilevati (punti verdi) e modelli teorici: il modello frattale semplice, rappresentato dall'eq. (3) ponendo  $B=12488$  e  $v=1.1262$ , è raffigurato con la linea rossa, il modello multifrattale, riportato nell'eq. (4) ponendo  $\alpha = 129$ ,  $\beta = 793$  e  $\gamma = 4.481$  (De Biagi et al., 2012).

## Bibliografia

- Autorità di Bacino del Fiume Po (ADBPO), Specifica per il rilievo delle caratteristiche granulometriche dei depositi d'alveo.
- Bartelt P and McARDell BW (2009) Granulometric investigations of snow avalanches. *J. Glaciol.*, 55(193), 829–833
- Buser O e Bartelt P (2009) Production and decay of random kinetic energy in granular snow avalanches. *J. Glaciol.*, 55(189), 3–12
- Carbone A, Chiaia B, Frigo B e Turk C (2009) Fractal model for snow. *Mater. Sci. Forum*, 638–642, 2555–2560
- Carbone A, Chiaia B, Frigo B e Turk C (2010) Snow metamorphism: a fractal approach. *Phys. Rev. E*, 82(3), 036103-1–036103-5
- Chiaia BM e Frigo B (2007) Fractal and RG model for snow avalanche release. In Carini A, Mimmi G and Piva R, eds. *Proceedings of the 18th Congresso Nazionale dell'Associazione Italiana di Meccanica Teorica ed Applicata (AIMETA)*, 11–14 September 2007, Brescia, Italy. Starrylink, Brescia
- Chiaia B e Frigo B (2009) A scale-invariant model for snow slab avalanches. *J. Stat. Mech. Theor. Exp.*, 2009(2), P02056
- De Biagi V, Chiaia B, Frigo B (2012). Fractal grain distribution in snow avalanche deposits. *Journal of Glaciology*, 58(208), 340–346
- Failletaz J, Louchet F e Grasso JR (2003) Possible self-organised criticality of snow avalanches. In *Conférence plénière au congrès Sud-Américain de Matériaux 2003 (Jornadas SAM 2003, Congreso Nacional de Metalurgia y Materiales de Chile, Simposio Materia)*, 17–21 November 2003, San Carlos de Bariloche, Argentina.
- Issler D, Errera A, Priano S, Gubler H, Teufen B e Krummenschacher B (2008) Inferences on flow mechanisms from snow avalanche deposits. *Ann. Glaciol.*, 49, 187–192
- Jomelli V e Bertran P (2001) Wet snow avalanche deposits in the French Alps: structure and sedimentology. *Geogr. Ann.*, 83A(1–2), 15–28
- Logan BE, Wilkinson DB (1990) Fractal geometry of marine snow and other biological aggregate. *Limnol. Oceanogr.*, 35(1), 130–136.
- Mandelbrot BB (1982) *The fractal geometry of nature*, 2nd edn. WH Freeman, New York
- Norem H, Irgens F and Schieldrop B (1987) A continuum model for calculating snow avalanche velocities. *IAHS Publ.* 162 Symposium at Davos 1986 – *Avalanche Formation, Movement and Effects*, 363–379.
- Rognon PG, Chevoir F, Bellot H, Ousset F, Naaim M e Coussot P (2008) Rheology of dense snow flows: inferences from steady state chute-flow experiments. *J. Rheol.*, 52(3), 729–748
- Rosenthal W e Elder K (2003) Evidence of chaos in slab avalanching. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 37(3), 243–253
- Salm B e Gubler H (1985) Measurement and analysis of the motion of dense flow avalanches. *Ann. Glaciol.*, 6, 26–34
- Turcotte DL (1997) *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge University Press, New York
- Wentworth, CK (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments, *J. Geology* V. 30, 377–392
- Wolman, MG (1954). A method of sampling coarse riverbed material, *Transaction AGU*, 35(6), 951–956

# analisi dei fattori predisponenti lo SCIVOLAMENTO DEL MANTO NEVOSO:

**Elisabetta Ceaglio<sup>1,2</sup>,  
Michele Freppaz<sup>2</sup>,  
Gianluca Filippa<sup>2</sup>,  
Stefano Ferraris<sup>4</sup>,  
Valerio Segor<sup>3</sup>,  
Ermanno Zanini<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Fondazione Montagna sicura -  
Montagne Sûre, Villa Cameron,  
Località Villard de la Palud 1,  
11013 Courmayeur (AO), Italy

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze Agrarie,  
Forestali e Alimentari - DISAFA,  
Chimica Agraria e Pedologia and  
NatRisk - LNSA, University of Torino -  
Via Leonardo Da Vinci 44,  
10095 Grugliasco (TO), Italy

<sup>3</sup> Ufficio neve e valanghe, Assetto  
idrogeologico dei bacini montani,  
Regione Autonoma Valle d'Aosta,  
Loc. Amérique 44,  
11020 Quart (AO), Italy

<sup>4</sup> Dipartimento Interateneo di Scienze,  
Progetto e Politiche del Territorio,  
Politecnico e Università di Torino -  
Viale Mattioli 39,  
10125 Torino, Italy

e-mail: eceaglio@fondms.org  
(E. Ceaglio)

Negli ultimi anni sono stati fatti molti passi avanti nella comprensione delle valanghe per scivolamento della neve, ma i processi che regolano questo tipo di fenomeno sono ancora poco conosciuti e quindi rappresentano un punto di incertezza nella previsione delle valanghe. Con questo studio, si è cercato di contribuire alla comprensione del fenomeno, con particolare attenzione ai fattori predisponenti, considerando parametri meteorologici, nivologici e pedologici. In Valle d'Aosta, in un'area caratterizzata da intenso movimento della neve e da formazione di grandi fessurazioni a bocca di balena, seguite talvolta dal distacco di una valanga, è stato allestito un sito di monitoraggio con strumentazione fissa per la misura dello scivolamento del manto nevoso e diversi sensori di temperatura e contenuto di acqua, collocati a diverse profondità nel suolo e nella neve. A questo sono stati associati dati meteorologici e proprietà dei suoli con particolare attenzione agli orizzonti superficiali. I dati sono stati raccolti durante due anni idrologici, 2009-2010 e 2010-2011, caratterizzati da differenti condizioni nivo-meteorologiche: più freddo e nevoso il primo, più caldo e meno nevoso il secondo. Durante la prima stagione invernale sono stati registrati intensi movimenti della neve (3.5 - 4.4 cm/gg). Nel 2010 è stato registrato anche il distacco di una valanga. Durante la seconda stagione invernale lo slittamento della neve è stato maggiormente variabile (6.3 - 0.6 cm/gg) e senza distacco di una valanga. È stata evidenziata una stretta correlazione tra lo scivolamento del manto nevoso e le proprietà del suolo (contenuto d'acqua, temperatura), identificate come fattori ambientali importanti nel controllare il movimento della neve, in relazione anche al processo di liquefazione del suolo. Tra i fattori meteorologici, l'altezza della neve è apparsa significativamente correlata con il movimento del manto nevoso. Nel loro insieme, i risultati ricavati da questo studio hanno evidenziato come lo scivolamento della neve possa essere modellato tramite un insieme di fattori predisponenti, sia pedologici sia nivologici, anche se i risultati sono sito-specifici e dunque trasferibili ad altre aree di studio con la dovuta cautela.

**ILCASO  
STUDIO DI  
MONT DE  
LA SAXE  
(AO)**



## INTRODUZIONE

Lo slittamento della neve, definito come lento movimento del manto nevoso, può portare alla formazione di pieghe e fessurazioni che sono considerate come precursori delle valanghe per scivolamento della neve (Clarke e McClung, 1999). I processi legati allo slittamento ed ai movimenti del manto nevoso sono stati studiati dagli anni '30 fino ad oggi (e.g. Jones et al., 2004), tuttavia, attualmente le valanghe di neve bagnata, comprese quelle per scivolamento della neve, rappresentano uno dei maggiori punti di incertezza nell'ambito delle attività previsionali (Baggi e Schweizer, 2009; Peitzsch et al., 2012). Inoltre, l'interesse per questo tipo di fenomeni sta via via aumentando poiché i cambiamenti climatici potrebbero portare ad una maggiore frequenza di precipitazioni di neve bagnata e di eventi

di pioggia su neve, anche a quote elevate, determinando una generale evoluzione del manto nevoso verso condizioni più calde e umide (Peitzsch et al., 2012). Per questo motivo il verificarsi di condizioni nivometeorologiche favorevoli al distacco di valanghe per scivolamento della neve è probabilmente destinato ad aumentare ed il monitoraggio dello scivolamento della neve e della formazione di fessurazioni potrebbe rappresentare un passo essenziale verso la gestione di pericolo e rischio connessi (Peitzsch et al., 2012).

Le valanghe per scivolamento della neve sono più comuni nei climi marittimi (Peitzsch et al., 2012), anche se possono verificarsi anche in climi più asciutti, durante i periodi invernali più miti o in primavera (McClung e Schaerer, 2006), quando le temperature dell'aria aumentano (eventi con temperature calde, secondo Clarke e McClung, 1999). Tuttavia questi fenomeni sono stati osservati anche dopo lunghi periodi di clima secco, con temperature sotto zero e giornate corte e con manto nevoso quasi completamente asciutto (eventi con temperature fredde, Clarke e McClung, 1999). Elementi che favoriscono i processi di slittamento della neve sono: a) interfaccia neve/suolo abbastanza liscia, con poca rugosità, b) temperatura all'interfaccia neve/suolo uguale a 0°C, che consente la presenza di acqua liquida; c) inclinazione del pendio >15° (Clarke e McClung, 1999).

Alcuni studi hanno dimostrato che la velocità di scivolamento della neve è molto influenzata dalla quantità di acqua libera presente all'interfaccia neve/suolo (Clarke e McClung, 1999). Diversi sono i processi che possono apportare acqua liquida all'interfaccia neve/suolo: (1) eventi piovosi su neve; (2) fusione all'interfaccia neve/suolo derivante dal calore immagazzinato e rilasciato dal suolo; (3) fusione del manto nevoso ad opera della radiazione solare; (4) fusione del manto nevoso in corrispondenza di affioramento di acqua sotterranea; mentre i primi tre processi descritti sono più frequenti, l'effetto delle risorgive è più raramente osservato e studiato (ad esempio: Clarke e McClung,

1999; Jones, 2004; Mitterer e Schweizer, 2012a,b). Anche se meno comuni, possono rappresentare localizzazioni efficaci per l'installazione di siti sperimentali finalizzati ad indagare come il contenuto di acqua liquida e la temperatura all'interfaccia neve/suolo possano influenzare il meccanismo di scivolamento della neve. Inoltre, pochi lavori sono stati concentrati sul ruolo svolto dalle proprietà del suolo nel processo di scivolamento della neve (Mitterer e Schweizer, 2012b).

Neve e suolo sono sistemi connessi e altamente dinamici, gli strati incontrati in un manto nevoso sono in qualche modo analoghi agli orizzonti che compongono un suolo. Le interazioni tra i due domini sono così forti che essi possono essere considerati come un sistema continuo (Guymon, 1978). Se consideriamo questo ipotetico sistema continuo, la parte più debole è sicuramente rappresentata dall'interfaccia neve/suolo. A questo livello vi è un forte scambio di calore e di acqua tra i due mezzi. In particolare, il gradiente di pressione idraulica esistente potrebbe causare un flusso ascendente di acqua dal suolo verso il manto nevoso, giocando un ruolo vitale per la formazione di uno strato basale bagnato, anche senza fusione vera e propria (Mitterer e Schweizer, 2012b). Poiché la permeabilità del suolo può essere molto inferiore rispetto a quella della neve, uno strato di acqua può persistere all'interfaccia neve/suolo, contribuendo ad annullare le asperità del terreno. Inoltre, a seconda delle caratteristiche fisiche del suolo, in particolare i limiti di plasticità e liquidità, la presenza di un alto contenuto di acqua potrebbe indurre liquefazione dei suoli, favorendo la formazione di una pellicola di suolo e acqua, come discusso per la prima volta da Clarke e McClung (1999), condizione predisponente sia per lo scivolamento della neve sia per l'erosione del suolo.

Lo scopo di questo studio è stato quello di contribuire alla comprensione dei processi di slittamento della neve, attraverso: 1) la quantificazione dell'intensità dei movimenti della neve all'interno della zona di

Fig. 1 - Sequenza di foto dell'inverno 2008-2009 a testimonianza dei processi di scivolamento della neve nell'area di studio (Foto R. Cosson).



distacco di una valanga per scivolamento, in punti caratterizzati da diverse condizioni di umidità del suolo, 2) l'indagine delle relazioni esistenti tra il processo di scivolamento della neve ed i fattori predisponenti, tra cui le proprietà fisiche all'interfaccia neve/suolo e i parametri meteorologici.

## MATERIALI E METODI

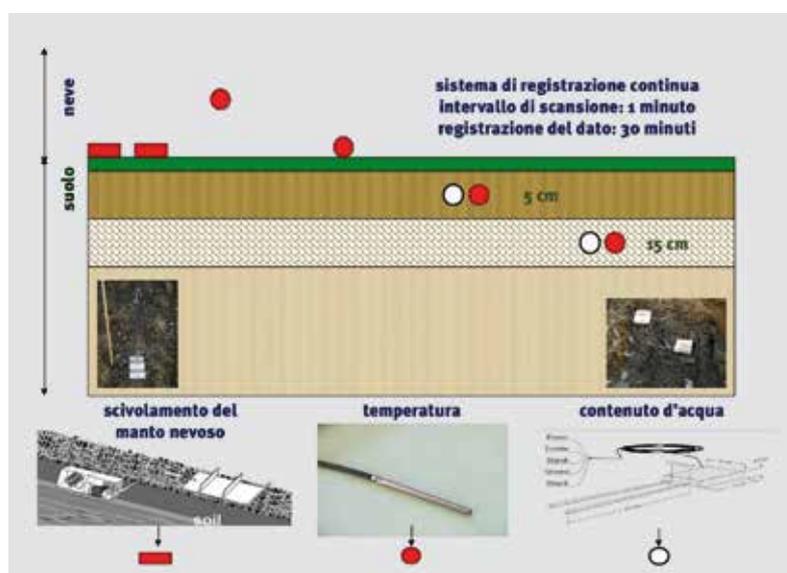
### Area di studio

L'area di studio si trova in Valle d'Aosta, nella zona del massiccio del Monte Bianco (4810 m slm), e consiste in un sito valanghivo denominato "Torrent des Marais - Mont de la Saxe" (esposizione: W, dislivello: 2115 m - 1250 m slm). La zona di distacco della valanga è tipicamente caratterizzata da intenso scivolamento della neve e dalla formazione di una grande fessurazione a bocca di balena (larghezza al distacco: 30-100 m, a seconda dell'intensità dei movimenti della neve; inclinazione media: 30°) che spesso culmina con il distacco di una valanga, prevalentemente in primavera e talvolta anche nel tardo autunno (Fig. 1). Sul fianco in sinistra orografica della zona di distacco è presente una sorgente. Nel 2009, all'interno della zona di distacco della valanga è stato strumentato un sito di monitoraggio con due punti di acquisizione dei dati, collocati rispettivamente in una zona asciutta (plot A) e in una zona più umida (plot B), in prossimità della sorgente (Fig. 2).

### Strumentazione del sito di monitoraggio

All'interfaccia neve/suolo sono stati collocati degli slittini collegati, attraverso 4.5 m di un sottile filo di acciaio il primo anno e 20 m il secondo, a dei potenziometri (Sommer®), secondo una tecnologia sviluppata da in der Gand (1954).

I potenziometri sono stati calibrati al fine di convertire i valori di tensione elettrica (V), emessi quando gli slittini scivolano, in valori di spostamento a valle del manto nevoso (cm). In ciascuno dei due plots (A e B) sono stati collocati due slittini con relativo potenziometro, denominati A1-A2 e



B1-B2 (Fig. 2). Oltre agli slittini, sono stati posizionati dei sensori di temperatura (Campbell - T107) nello strato basale del manto nevoso (Sn), all'interfaccia neve/suolo (I) e nel suolo, a 5 cm (S5) e 15 cm (S15) di profondità. Inoltre, alle stesse profondità (S5 e S15), sono state collocate nel suolo delle sonde per la misura del contenuto d'acqua volumetrico (Campbell - CS616). Tutti i sensori sono stati collegati a dataloggers (Campbell - CR1000), situati in posizione sicura al di fuori della zona di distacco della valanga e dotati di alimentazione autonoma (batterie a lunga durata e pannelli solari). Tutti i cavi dei sensori sono stati sotterrati e rinforzati con picchetti e ancoraggi in modo da minimizzare la possibilità di essere divelti dalle forze esercitate dai movimenti della neve. I dataloggers sono stati program-

mati con scansione del dato ogni minuto e memorizzazione ogni mezz'ora (Fig. 3).

### Raccolta dei dati ed analisi statistiche

In questo lavoro i dati raccolti si riferiscono agli anni idrologici 2009-2010 e 2010-2011 che, per semplicità, vengono chiamati "stagione invernale", o solo "stagione", 2010 e 2011. Per quanto riguarda il sito sperimentale, durante il primo anno i dati sono stati analizzati dal tardo autunno (8 novembre) fino al 14 febbraio (plot B), quando è stata raggiunta la lunghezza massima di cavo disponibile per il movimento degli slittini, e fino al 18 marzo (plot A), quando è avvenuto il distacco di una valanga per scivolamento di neve. Durante il secondo anno, i dati sono stati analizzati dal tardo autunno (8

Fig. 2 - Sito di monitoraggio nella zona di distacco della valanga per scivolamento della neve (i punti A1-A2 e B1-B2 indicano i punti di dislocazione degli slittini nei due plot) (Foto R. Cosson).

Fig. 3 - Strumentazione collocata in ciascuno dei due plot (A e B).

novembre) fino a primavera inoltrata (30 aprile). Inoltre nel corso del primo anno, sulla base delle variazioni delle velocità di scivolamento del manto nevoso, sono stati identificati distinti sotto-periodi di movimento: nel plot A a partire dal 13 gennaio (quando il movimento della neve inizia lentamente e gradualmente ad aumentare) fino al 18 marzo (distacco della valanga), nel plot B dal 15 dicembre (quando la neve inizia a muoversi) fino al

14 febbraio (fine dei cavi). I dati meteorologici - quali l'altezza della neve (cm) e la temperatura dell'aria (°C) - sono stati forniti dalla stazione meteorologica automatica (di proprietà di Ufficio Centro Funzionale - UCF, Regione Autonoma Valle d'Aosta) di Pré-Saint-Didier Plan Praz (PP, 2044 m slm, a 9 km dall'area di studio). Nella zona di distacco della valanga sono stati descritti alcuni profili di suolo ed i relativi orizzonti sono stati

campionati al fine di determinare le principali proprietà fisiche. I parametri fisici misurati e riportati in questo studio sono: il contenuto di scheletro (%) e i limiti di Atterberg, ovvero il limite di liquefazione (LL,%) e il limite di plasticità (LP,%) che rappresentano il contenuto di umidità del suolo (% in volume) a cui avviene il passaggio dallo stato solido allo stato plastico, e dallo stato plastico allo stato liquido (Stanchi et al., 2012).

I datasets sono stati gestiti e analizzati statisticamente utilizzando il software freeware R (R Development Core Team). Oltre all'applicazione della correlazione di Pearson, al fine di ricavare un modello previsionale dello scivolamento della neve, sulla base di parametri pedologici e meteorologici relativamente semplici, è stata applicata una regressione lineare multipla utilizzando i dati cumulativi di movimento della neve. In particolare è stata utilizzata una regressione stepwise per escludere alcuni regressori dal modello. L'insieme finale di regressori è risultato composto da: umidità del suolo a 5 e 15 cm di profondità, temperatura della neve, temperatura all'interfaccia neve/soilo e temperatura del suolo a 5 e 15 cm di

Fig. 4 - Altezza della neve al suolo e temperatura dell'aria (valori medi - loc. Plan Praz, 2044 m slm).

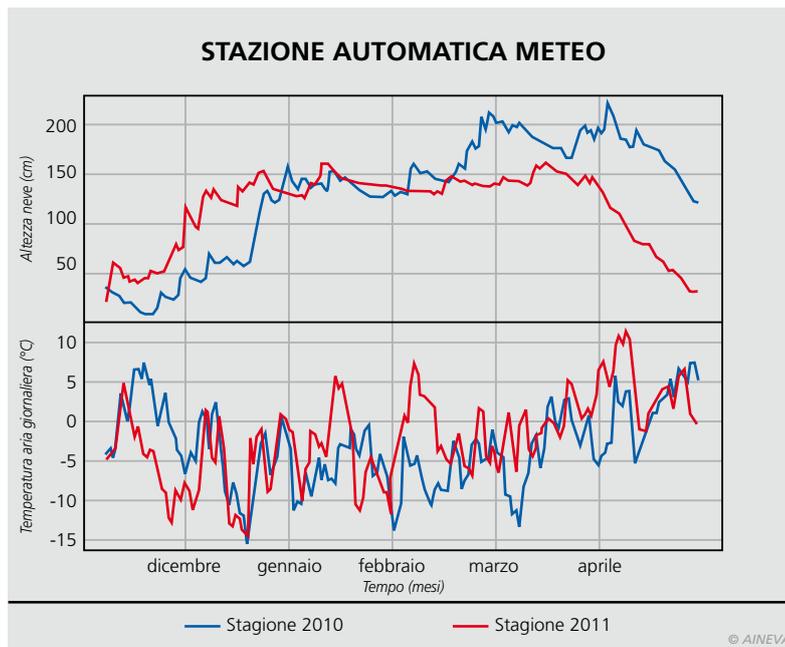
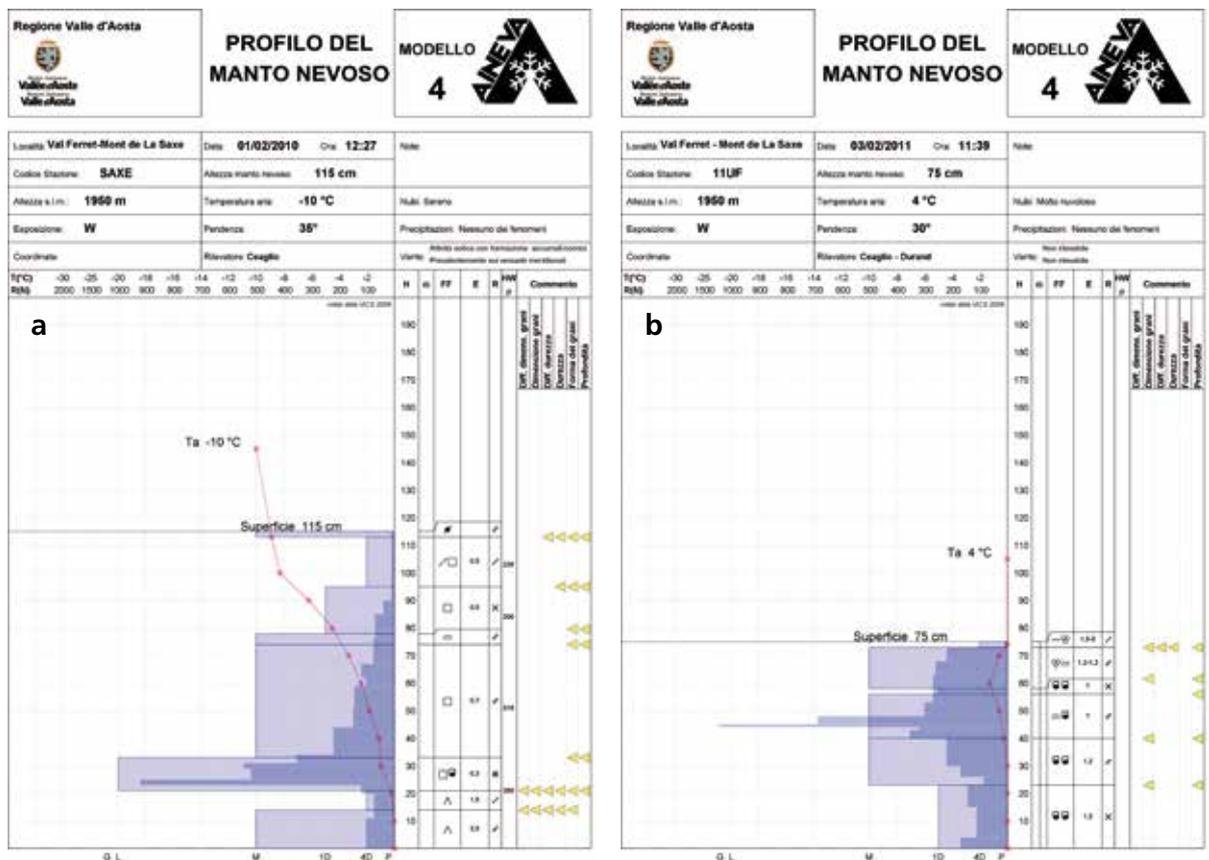


Fig. 5 - Profili della neve rappresentativi di ciascuna delle due stagioni invernali, 2010 (a) and 2011 (b).



profondità. Nel modello sono stati inclusi anche la temperatura dell'aria e l'altezza della neve al suolo. I dati mezzorari dei potenziometri del plot B sono stati mediati prima di far girare il modello e lo stesso è stato fatto per il plot A nella stagione 2010, mentre per l'anno 2011 nel plot A sono stati utilizzati solo i dati provenienti da uno dei potenziometri (A2), dal momento che nessun movimento è stato registrato in A1. I due anni di misurazioni sono stati considerati insieme nel modello. I dati mezzorari dei regressori sono stati aggiustati con una media mobile di un mese. Diverse finestre temporali sono state testate ed infine è stata scelta la finestra ad un mese in quanto portava ad una migliore stima del modello. I dati dei due plots A e B sono stati tenuti separati poiché mediandoli il modello peggiorava. Infine il modello è stato validato utilizzando una k-fold crossvalidation (k=20) ed è stata calcolata l'efficienza del modello (ME).

## RISULTATI

### Descrizione generale delle stagioni invernali e caratteristiche della neve

#### Stagione invernale 2010

La stagione 2010, rispetto al 2011, è stata caratterizzata da maggiori precipitazioni nevose, con un'elevata frequenza di deboli nevicate e lunghi periodi di temperature dell'aria particolarmente fredde (valori medi giornalieri inferiori allo zero) (Fig. 4). In generale si è osservata una struttura molto complessa del manto nevoso, con la presenza di numerosi strati e legami deboli (Fig. 5a) e conseguenti lunghi periodi di condizioni d'instabilità (Segor, 2010).

#### Stagione invernale 2011

Questa stagione invernale è iniziata presto con nevicate molto intense tra fine ottobre e dicembre: quest'ultimo è risultato il mese più nevoso e freddo della stagione, poi però solo a partire dalla metà marzo si sono verificate nuove nevicate degne di nota (Fig. 4). Le temperature dell'aria medie giornaliere hanno superato più volte gli 0°C, anche a gennaio e febbraio e in

generale il manto nevoso si è presentato da moderatamente a ben consolidato (Fig. 5b) (Segor, 2011).

### Temperature e contenuto volumetrico d'acqua registrate nel suolo, nella neve e all'interfaccia suolo/neve

#### Stagione invernale 2010

Nel tardo autunno/inizio inverno (con altezza del manto nevoso inferiore a 100 cm) la temperatura dell'aria è risultata significativamente correlata alla temperatura nel suolo alle due profondità (S5, S15), all'interfaccia neve/soilo (I) e nella neve (Sn).

Le correlazioni sono risultate più alte nel plot più asciutto (A) (S15:  $r = 0.72$ ,  $p < 0.05$ ;

$S5$ :  $r = 0.80$ ,  $p < 0.05$ ;  $I$ :  $r = 0.82$ ,  $p < 0.05$ ;  $Sn$ :  $r = 0.84$ ,  $p < 0.05$ ) rispetto al plot B (S15:  $r = 0.58$ ,  $p < 0.05$ ;  $S5$ :  $r = 0.53$ ,  $p < 0.05$ ;  $I$ :  $r = 0.53$ ,  $p < 0.05$ ;  $Sn$ :  $r = 0.73$ ,  $p < 0.05$ ).

A metà dicembre, in seguito ad una serie di nevicate, l'altezza della neve al suolo è aumentata da 50 cm a 140 cm e la temperatura del suolo, alle diverse profondità, si è stabilizzata sugli 0°C in entrambi i plots fino al 19 marzo, quando la temperatura del suolo è tornata ad essere significativamente correlata con la temperatura dell'aria, rivelando l'assenza di neve al suolo in seguito al distacco della valanga (Fig. 6a). Il contenuto d'acqua volumetrico nel suolo (VWC) a 5 cm di profondità (S5) è risultato generalmente superiore rispetto a quello a 15 cm di profondità (S15),

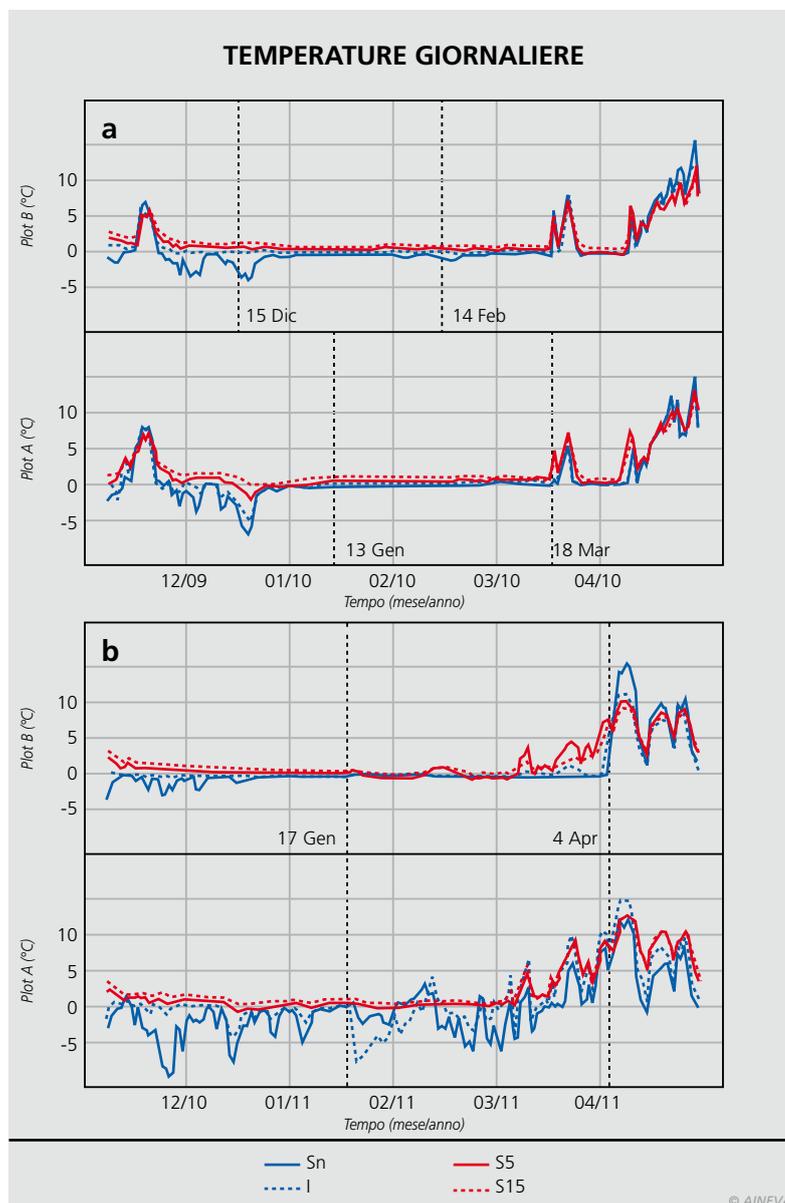


Fig. 6 - Temperatura giornaliera di suolo e neve (inverno 2010 (a) e 2011 (b)), sn = neve, I = interfaccia neve/soilo, S5 = suolo a 5 cm di profondità, S15 = suolo a 15 cm di profondità). Le linee tratteggiate nel 2010 (a), sulla base delle variazioni di velocità dello scivolamento della neve, identificano distinti periodi di movimento considerati per testare le correlazioni: 16 dicembre (momento in cui la neve inizia gradualmente e costantemente a muoversi) e 14 febbraio (fine dei cavi degli slittini) nel plot B; 13 gennaio (momento in cui la neve inizia gradualmente e costantemente a muoversi) e 18 marzo (distacco della valanga) nel plot A. Nel 2011 (b) le linee tratteggiate identificano forti episodi di scivolamento in entrambi i plot (A e B): 17 gennaio e 4 aprile.

Fig. 7 - Dato giornaliero di contenuto d'acqua volumetrico del suolo negli inverni 2010 e 2011 (S5 = 5 cm di profondità, S15 = 15 cm di profondità). Le linee tratteggiate nel 2010, sulla base delle variazioni di velocità dello scivolamento della neve, identificano distinti periodi di movimento considerati per testare le correlazioni: 16 dicembre (momento in cui la neve inizia gradualmente e costantemente a muoversi) e 14 febbraio (fine dei cavi degli slitini) nel plot B; 13 gennaio (momento in cui la neve inizia gradualmente e costantemente a muoversi) e 18 marzo (distacco della valanga) nel plot A. Nel 2011 le linee tratteggiate identificano forti episodi di slittamento in entrambi i plot (A e B): 17 gennaio e 4 aprile.

Fig. 8 - Fessurazione a bocca di balena e valanga per scivolamento (Foto R. Cosson) osservate e registrate durante l'inverno 2010.

in entrambi i plots (Fig. 7). Nel plot A, a 5 cm di profondità (S15), viene raggiunto un picco pari a 30% il 27 febbraio ed un massimo di 32% il 22 marzo, mentre nel plot B il massimo è stato raggiunto in data 8 aprile (40%).

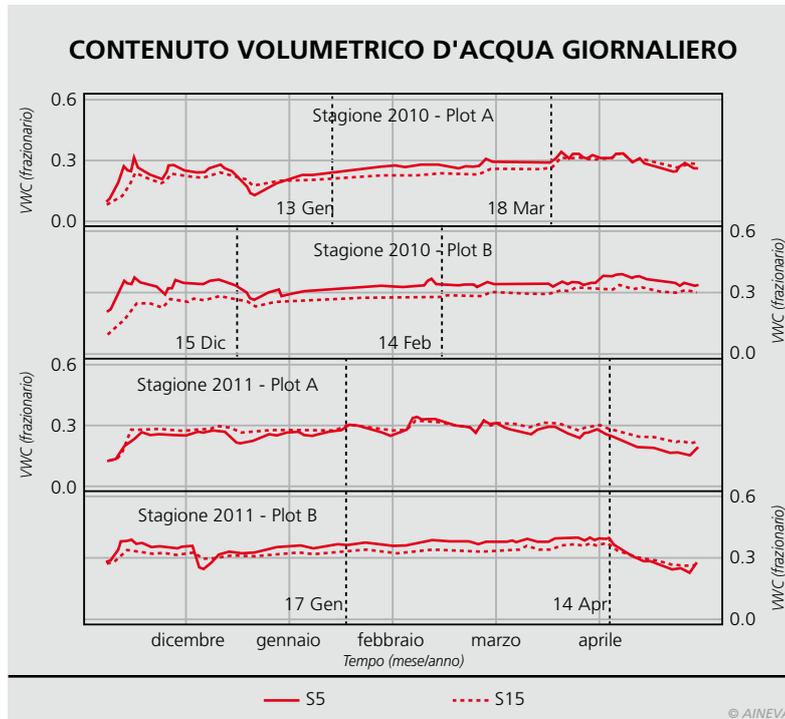
### Stagione invernale 2011

Nel tardo autunno/inizio inverno, periodo

caratterizzato da una maggiore altezza della neve al suolo rispetto al 2010 (> 100 cm ai primi di dicembre), le temperature al suolo (S5, S15) e all'interfaccia neve/soilo (I) sono risultate prossime agli 0°C in entrambi i plots. In seguito, nel plot A, le temperature nello strato basale del manto nevoso (Sn) e all'interfaccia neve/

soilo (I) hanno evidenziato una correlazione significativa con la temperatura dell'aria ( $r = 0,80$ ,  $p < 0,05$  e  $r = 0,62$ ,  $p < 0,05$ , rispettivamente). Ad inizio marzo tutte le temperature del suolo iniziano a salire, suggerendo un graduale ingresso di aria calda nel suolo, probabilmente grazie alla apertura della fessurazione e alla fusione della neve, fino al 5 aprile quando tutte le temperature sono aumentate bruscamente verso valori positivi, significativamente correlati con la temperatura dell'aria. Durante la primavera la completa fusione del manto nevoso è avvenuta senza il distacco di una valanga per scivolamento (Fig. 6b).

Durante la stagione invernale 2011, nel plot A, il meno isolato dalle temperature dell'aria rispetto al plot B, l'andamento del contenuto d'acqua volumetrico è stato caratterizzato da numerose oscillazioni ad entrambe le profondità di suolo. Nel plot B, più umido e meglio termicamente isolato, gli andamenti alle due profondità S5 e S15 sono risultati simili, con valori più elevati in S5 rispetto a S15. Nel plot A il picco massimo di contenuto d'acqua del suolo alle due profondità è stato raggiunto il 6 febbraio (34%). Nel plot B il tenore d'acqua aumenta gradualmente fino al 40%, raggiunto il 4 aprile, per poi diminuire rapidamente (Fig. 7).



### Scivolamento del manto nevoso

#### Stagione invernale 2010

L'apertura di una fessurazione a bocca di balena è stata osservata da metà gennaio, e a metà marzo si è staccata una valanga per scivolamento (Fig. 8). Nel plot B, da metà dicembre (altezza della neve al suolo > 100 cm) fino al 14 febbraio (estensione massima del cavo degli slitini) lo scivolamento totale cumulativo del manto nevoso è stato pari a 443.8 cm e 428.2 cm (B1 e B2) con uno spostamento giornaliero medio di 4.5 cm/gg e 4.3 cm/gg. La velocità massima è stata raggiunta l'11 febbraio, con valori pari a 19.5 cm/gg (B1) e 19.8 cm/gg (B2) (Fig. 9a). Nel plot A, in autunno vengono registrati pochi

movimenti (meno intensi che in B), mentre i movimenti più importanti sono stati registrati dopo la metà di febbraio. Nel plot A lo spostamento totale cumulativo del manto nevoso, misurato il 18 marzo (distacco della valanga) è risultato pari a 459.6 cm (A1) e 464.8 cm (A2). Lo stesso giorno un movimento pari a 47.4 cm è stato registrato in A1, tra le 15:35 e le 15:40, indicando probabilmente l'ora del distacco della valanga. Dall'inizio della stagione, il movimento giornaliero in A è risultato pari a 3.5 cm/gg (media A1-A2) e il valore massimo è stato registrato il 18 marzo in A1 (100.9 cm/gg), e il 2 marzo in A2 (47.1 cm/gg). Nel plot B, dal 15 dicembre fino al 14 febbraio, si è osservata una correlazione significativa tra lo spostamento giornaliero e il contenuto idrico del suolo a 5 e 15 cm di profondità (Fig. 10). In questo periodo lo slittamento della neve è risultato significativamente correlato con le temperature del suolo (ad entrambe le profondità), dell'interfaccia neve/soolo e della neve (Tabella 1). Anche nel plot A, tra il 13 gennaio (inizio dello slittamento della neve) e il 18 marzo (distacco della valanga), il movimento giornaliero del manto nevoso in A2 è risultato significativamente correlato con il contenuto idrico del suolo ad entrambe le profondità. Gli spostamenti della neve in A2 sono inoltre risultati significativamente correlati con la temperatura di neve (Sn) e suolo (S5), mentre in A1 con la temperatura dell'interfaccia neve/soolo (Tabella 2). Inoltre è stata evidenziata una correlazione significativa con l'andamento medio giornaliero della neve al suolo nel plot B durante il tardo autunno e l'inverno e in A2 durante tutta la stagione.

### Stagione invernale 2011

Dai primi di febbraio si è assistito alla formazione di una fessurazione a bocca di balena, senza però il successivo distacco di una valanga. Già il 23 marzo, il manto nevoso è inconsistente e la copertura discontinua, tanto che nel plot A i sensori sono già in superficie, mentre nel B sono sotto soli 20-40 cm di neve (Fig. 11).

Nel plot B lo slittamento totale cumulato del manto nevoso è di 771.6 cm (B1) e

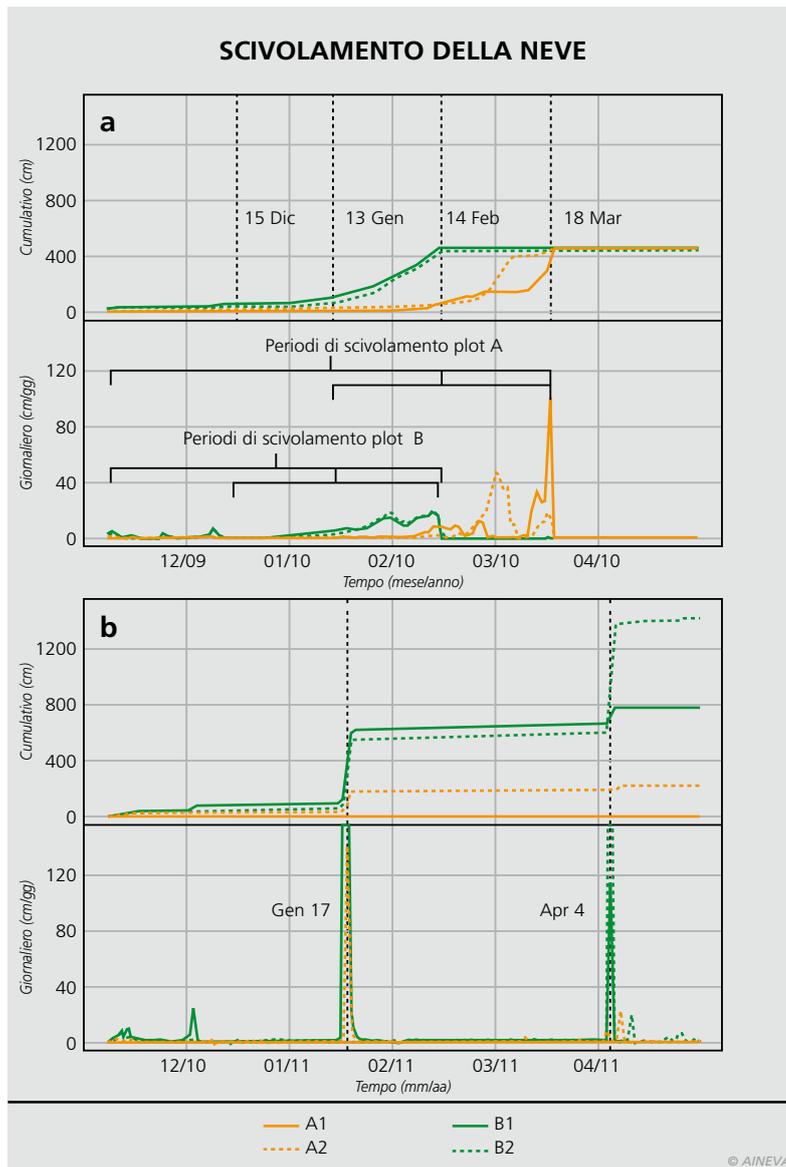


Fig. 9 - Tasso di scivolamento della neve, cumulativo e giornaliero, negli inverni 2010 (a) and 2011 (b). Le linee tratteggiate nel 2010 (a), sulla base delle variazioni di velocità dello scivolamento della neve, identificano distinti periodi di movimento (parentesi graffe) considerati per testare le correlazioni: 16 dicembre (momento in cui la neve inizia gradualmente e costantemente a muoversi) e 14 febbraio (fine dei cavi degli slittini) nel plot B; 13 gennaio (momento in cui la neve inizia gradualmente e costantemente a muoversi) e 18 marzo (distacco della valanga) nel plot A. Nel 2011 (b) le linee tratteggiate identificano forti episodi di slittamento in entrambi i plot (A e B): 17 gennaio e 4 aprile.

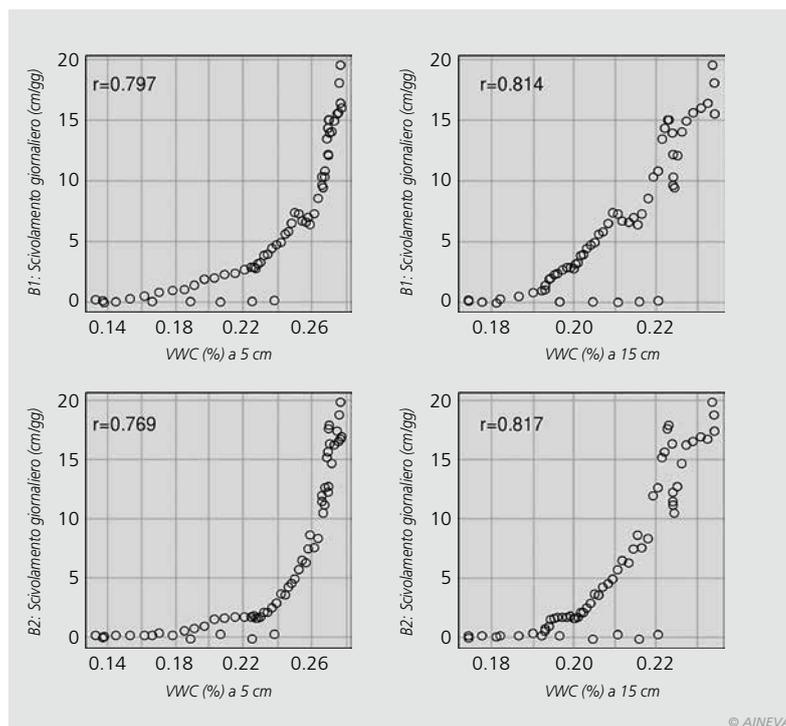


Fig. 10 - Correlazioni tra contenuto d'acqua volumetrico (VWC) giornaliero e scivolamento della neve a 5 e 15 cm di profondità del suolo (B plot) durante la stagione invernale 2009-2010, nel periodo compreso tra il 15 dicembre ed il 14 febbraio.

Tab. 1 - Correlazioni tra slittamento della neve (valori giornalieri) e parametri pedologici e nivologici nel 2010 nel plot B. VWC: contenuto volumetrico di acqua (%), altezza della neve al suolo (cm), Temp: temperatura (°C), Sn: interfaccia neve/ suolo, S5: suolo a 5 cm di profondità, S15: suolo a 15 cm profondità. a) Periodo 8 novembre - 14 febbraio; b) Periodo 15 dicembre - 14 febbraio. \* p < 0.05; n.s. non significativo.

	a		b	
	B1	B2	B1	B2
VWC S5	0.453*	0.465*	0.797*	0.769*
VWC S15	0.329*	0.331*	0.814*	0.817*
Altezza neve	0.620*	0.567*	n.s.	n.s.
Temp Sn	n.s.	n.s.	0.465*	0.415*
Temp I	n.s.	n.s.	0.417*	0.419*
Temp S5	n.s.	n.s.	0.626*	0.571*
Temp S15	n.s.	n.s.	0.650*	0.610*

© AINEVA

Tab. 2 - Correlazioni tra slittamento della neve (valori giornalieri) e parametri pedologici e nivologici nel 2010 nel plot A. VWC: contenuto volumetrico di acqua (%), altezza della neve al suolo (cm), Temp: temperatura (°C), Sn: interfaccia neve/ suolo, S5: suolo a 5 cm di profondità, S15: suolo a 15 cm profondità. a) Periodo 8 novembre - 18 marzo; b) Periodo 13 gennaio - 18 marzo. \* p < 0.05; n.s. non significativo.

	a		b	
	A1	A2	A1	A2
VWC S5	n.s.	n.s.	n.s.	0.565*
VWC S15	n.s.	0.391*	n.s.	0.551*
Altezza neve	n.s.	0.479*	n.s.	0.657*
Temp Sn	n.s.	n.s.	n.s.	0.784*
Temp I	n.s.	n.s.	0.528*	n.s.
Temp S5	n.s.	n.s.	n.s.	0.517*

© AINEVA

1406.8 cm (B2). Nel plot A si è registrato un movimento minore, con un totale cumulato di 212.3 cm in A2 e nessun movimento registrato in A1.

Lo spostamento medio giornaliero in B è pari a 4.4 cm/gg (B1) e 8.1 cm/gg (B2) e pari a 1.2 cm/gg in A2 (Fig. 9b). Una serie di nevicate tra il 6 e l'11 gennaio apporta circa 40 cm di neve fresca nell'area di studio, poi un deciso aumento nella temperatura dell'aria ha inizio il 12 gennaio e culmina il 16 gennaio.

Al termine di questo periodo eccezionalmente caldo, tra il 16 e il 17 gennaio, viene registrato un forte aumento dei tassi di scivolamento della neve.

Nel plot B1 viene registrato il movimento massimo di 40.9 cm tra le 15:30 e le 16:00 del 17 gennaio. Dopo un lungo intervallo di tempo senza movimenti significativi, in 30 ore il manto nevoso scivola verso il

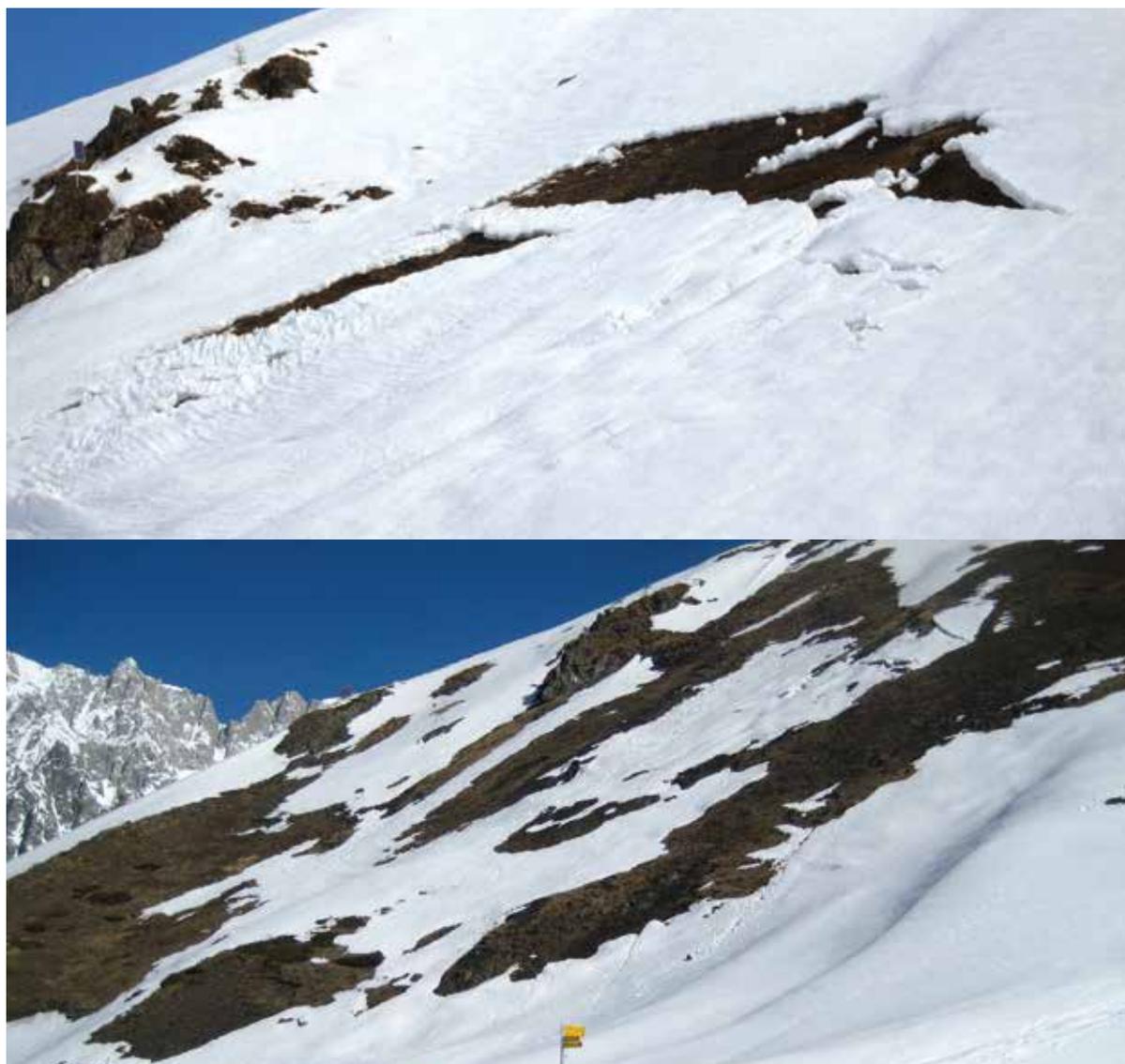


Fig. 11 - Fessurazione a bocca di balena e fusione della neve nell'inverno 2011.

basso per 473.1 cm in B1 e 449.2 cm in B2. In A2 il movimento inizia più tardi, nel pomeriggio del 17 gennaio, con uno spostamento massimo registrato pari a 25.4 cm tra le 16,00 e le 16:30. Poi da metà marzo un deciso e costante aumento delle temperature, con valori positivi anche durante la notte fino a 2700-2800 m s.l.m., causa un intenso e definitivo processo di fusione del manto nevoso.

Il 4 aprile un altro intenso scivolamento del manto nevoso viene registrato in B (plot A già senza neve), con 777.0 cm di movimento, registrati in 1 minuto (B2) (alle 13:59), e 102.8 cm tra le 11.44 e le 11:46 in B1. Nella stagione invernale 2011 non sono state evidenziate correlazioni significative tra il movimento del manto nevoso e le diverse variabili (meteorologiche/nivologiche/pedologiche).

Tuttavia, il plot B, più umido, registra i movimenti maggiori ed i pochi, ma intensi slittamenti della neve si possono qualitativamente associare a significativi assestamenti del manto nevoso e rialzo delle temperature dell'aria.

### Modello di regressione multipla per lo slittamento della neve

Il modello di regressione multipla include diversi regressori per i plots A e B. L'efficienza del modello (ME) dopo validazione incrociata è risultata essere di 0,818 e 0,968 per i plot A e B, rispettivamente. Nel plot A sia l'R-quadro che l'efficienza del modello sono inferiori rispetto al plot B (Tabella 3). Entrambi i modelli danno tuttavia risultati molto buoni, indicando che lo scivolamento della neve può essere modellato sulla base di variabili pedologiche e nivometeorologiche relativamente semplici.

La figura 12 mostra l'andamento stagionale del movimento cumulativo della neve, misurato e modellato, all'interno dei due plots nel corso dei due anni di studio. Nel plot A, durante l'inverno 2010, vi è un buon rapporto tra misurato e modellato durante il forte episodio di scivolamento verificatosi all'inizio di febbraio 2010 e la corrispondenza è sia nel punto di parten-

za del movimento sia, in misura minore, nella magnitudo dell'evento.

Durante l'inverno 2011, il movimento modellato nel plot A mostra una sostanziale corrispondenza con i valori misurati, anche se la risposta del modello risulta in un certo modo disturbata.

A differenza del precedente inverno, il modello è manchevole nel determinare l'inizio del principale episodio di scivolamento (metà gennaio), con circa 15 giorni di anticipo, ma è piuttosto preciso nel determinarne la magnitudo.

Nel plot B, durante l'inverno 2010, vi è una sostanziale corrispondenza tra valori

modellati e misurati, e lo stesso vale per il più complesso andamento stagionale dell'inverno 2011, con due significativi eventi di scivolamento.

### Caratteristiche dei suoli

I suoli dell'area di studio appaiono spesso disturbati dai movimenti della neve (sia slittamento che valanghe per scivolamento), con la rimozione degli orizzonti superficiali (5-20 cm) e la conseguente esposizione di quelli sub-superficiali (Ceaglio et al., 2012). Focalizzandosi sulle proprietà fisiche del suolo, gli orizzonti superficiali (grado di aggregazione medio, 10% di

Tab. 3

**Tabella 3**

Tabella di regressione

#### Modello nel plot A

Residui:

Min	1Q	Mediana	3Q	Max
-126.544	-19.557	-1.952	24.329	187.825

Coefficienti:

	Stima	Err. std	t value	Pr(> t )
Intercetta)	-3.377e+02	5.751e+00	-58.72	<0.001 ***
Temperatura (neve)	-5.407e+01	1.132e+00	-47.77	<0.001 ***
Temperatura (interfaccia)	-5.166e+01	8.926e-01	-57.87	<0.001 ***
Temperatura (suolo 5 cm)	4.362e+01	3.384e+00	12.89	<0.001 ***
Temperatura (suolo 15 cm)	7.442e+01	3.696e+00	20.13	<0.001 ***
VWC (suolo 5 cm)	1.977e+03	2.882e+01	68.59	<0.001 ***
VWC (suolo 15 cm)	-1.978e+03	4.022e+01	-49.18	<0.001 ***
Temperatura (aria)	2.462e+01	4.950e-01	49.74	<0.001 ***
Altezza neve	2.608e+00	3.592e-02	72.61	<0.001 ***

---

Codici di significatività: 0 '\*\*\*' 0.001 '\*\*' 0.01 '\*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Errore standard residuo: 38.88 con 14849 gradi di libertà

(3380 osservazioni cancellate per dato mancante)

Multiple R-squared: 0.8177, Adjusted R-squared: 0.8176

F-statistico: 8325 con 8 e 14849 DF, p-value: < 2.2e-16

#### Modello nel plot B

Residuals:

Min	1Q	Mediana	3Q	Max
-236.386	-30.270	4.886	29.593	212.615

Coefficienti:

	Stima	Err. std	t value	Pr(> t )
Intercetta)	-1822.2701	40.3227	-45.192	<0.001 ***
Temperatura (neve)	-158.6720	4.3230	-36.704	<0.001 ***
Temperatura (interfaccia)	298.2564	5.5823	53.429	<0.001 ***
Temperatura (suolo 5 cm)	-69.6378	7.2179	-9.648	<0.001 ***
Temperatura (suolo 15 cm)	127.3144	11.1671	11.401	<0.001 ***
VWC (suolo 5 cm)	-2283.7368	10.1977	-223.946	<0.001 ***
VWC (suolo 15 cm)	5274.5107	63.4322	83.152	<0.001 ***
Temperatura (aria)	3.0257	0.5900	5.128	<0.001 ***
Altezza neve	3.4884	0.1046	33.345	<0.001 ***

---

Codici di significatività: 0 '\*\*\*' 0.001 '\*\*' 0.01 '\*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Errore standard residuo: 62.85 con 13311 gradi di libertà

(4918 osservazioni cancellate per dato mancante)

Multiple R-squared: 0.968, Adjusted R-squared: 0.968

F-statistico: 5.038e+04 con 8 e 13311 DF, p-value: < 2.2e-16

scheletro sub-angolare fine, abbondanti radici) differiscono significativamente da quelli sottostanti (grado di aggregazione debole/media, 35-70% di scheletro angolare grossolano e pochissime radici). Queste differenze si rispecchiano anche nei limiti di liquidità e plasticità: il topsoil presenta valori relativamente elevati (LL: 76-82%; LP: 65-67%), mentre l'orizzonte sottostante, che rappresenta la superficie del suolo in molte zone di erosione dell'area di studio, è caratterizzato da valori decisamente più bassi (LL: 48-67%; LP: 36-54%), con una conseguente maggiore possibilità di liquefazione del suolo.

## DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'inverno 2010, caratterizzato da movimenti del manto nevoso molto intensi e prolungati, seguiti dal distacco di una valanga per scivolamento, è risultato differente rispetto al meno nevoso e più caldo inverno 2011, in cui i movimenti del manto nevoso sono risultati episodici e non sono culminati nel distacco di una valanga. Nel 2011 i due picchi di slittamento della neve più importanti si sono verificati a metà inverno e in primavera, entrambi successivamente ad un significativo aumento della temperatura dell'aria

e in corrispondenza di un evidente assestamento del manto nevoso.

I risultati hanno evidenziato la relazione esistente tra scivolamento della neve e proprietà del suolo - contenuto di acqua, temperatura - identificati come i principali fattori ambientali a controllare i movimenti della neve, in condizioni di suolo più o meno umide.

In entrambi i plots, l'effetto di isolamento termico del manto nevoso (altezza al suolo > 100 cm) ha mantenuto la temperatura del suolo prossima agli 0°C per tutta la stagione, indipendentemente dalla temperatura dell'aria, consentendo la presenza di acqua liquida all'interfaccia neve/suolo e negli orizzonti superficiali del suolo.

Al contrario, nel 2011, il plot più asciutto è risultato essere meno isolato rispetto all'inverno 2010, di conseguenza le temperature alle diverse profondità di suolo sono state maggiormente influenzate dalla temperatura dell'aria, con diversi episodi di congelamento del suolo, che potrebbero aver rallentato i processi di scivolamento del manto nevoso.

Inoltre la liquefazione del suolo è stata identificata come un potenziale fattore in grado di contribuire ai processi di scivolamento della neve, oltre che di erosione del

suolo, tramite la formazione di uno strato di fango e acqua, all'interfaccia neve/suolo, in grado di ridurre la rugosità.

I suoli, infatti, hanno mostrato valori dei limiti di Atterberg (liquido e plastico) relativamente bassi, in particolare a 20 cm di profondità, in corrispondenza dell'orizzonte sub-superficiale che potrebbe rappresentare la superficie del substrato laddove il suolo è già stato eroso con conseguente rimozione dell'orizzonte superficiale. A riprova di questo, nel corso di un'indagine nivologica, effettuata nella primavera del 2010, è stata osservata una consistente "pellicola di fango" nello strato basale del manto nevoso (Fig. 13). Infine tra i fattori nivometeorologici, l'altezza della neve al suolo ha evidenziato una significativa correlazione con il movimento dell'intero manto nevoso.

Durante la stagione invernale 2010, la valanga si è probabilmente verificata il 18 marzo alle ore 15:40, l'improvviso successivo aumento della temperatura all'interfaccia neve/suolo ha indicato che il suolo è stato esposto all'aria.

Il significativo aumento della velocità di slittamento della neve prima del distacco della valanga ha confermato la sua importanza come variabile predittiva relativamente al distacco delle valanghe per scivolamento. In entrambi gli anni i valori massimi di movimento della neve sono stati registrati tra le 15:00 e le 17:00, ad eccezione di quello di aprile 2011, registrato tra le 11:00 e le 12:00, in accordo con quanto riportato in Feick et al. (2012), in cui è risultata una chiara tendenza ad un maggiore scivolamento del manto nevoso intorno a mezzogiorno o nel pomeriggio, durante le ore più calde della giornata o subito dopo il tramonto. Tuttavia ci sono molti esempi a dimostrare che la temperatura dell'aria non risulta un buon predittore delle valanghe di neve umida, ma la sua efficacia potrebbe migliorare se combinata con altre variabili. Nel modello per lo scivolamento della neve ottenuto in questo studio, diversi parametri meteorologici (temperatura dell'aria), nivologici (altezza della neve) e pedologici (temperatura e contenuto idri-

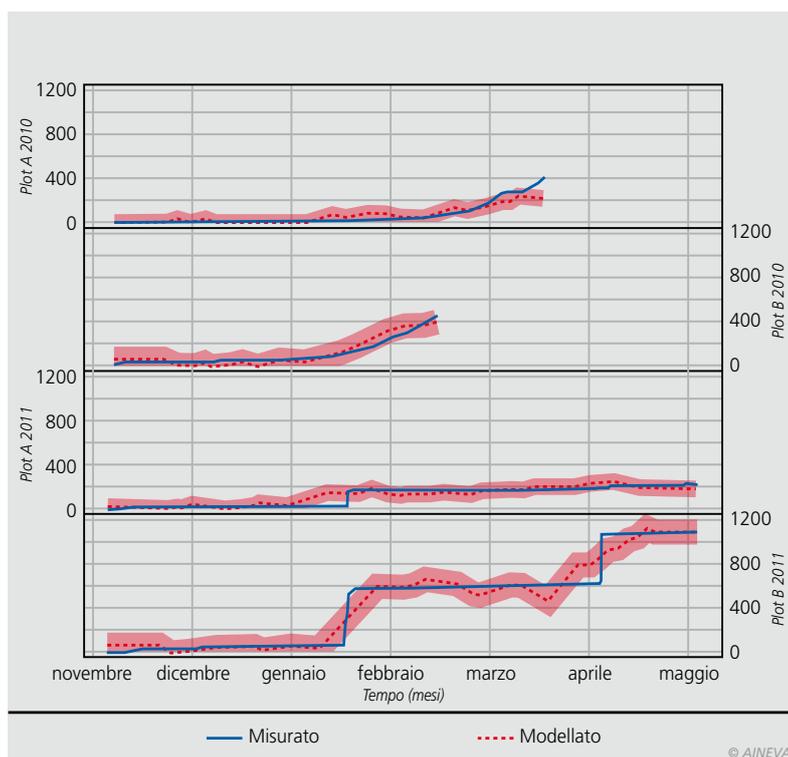


Fig. 12 - Andamento stagionale dello scivolamento della neve cumulativo misurato (linea continua) e modellato (linea tratteggiata) durante le stagioni invernali 2010 e 2011 nei plot A e B. L'area grigia indica l'intervallo di previsione.



co del suolo) sono risultati fondamentali nel descrivere il movimento cumulativo in ciascun plot, con una buona determinazione dei principali episodi di scivolamento del manto nevoso.

Il fatto che l'affidabilità del modello sia diminuita notevolmente andando a considerare simultaneamente i dati dei due plot suggerisce che la variabilità spaziale dei parametri neve e suolo gioca un ruolo chiave nel determinare l'andamento dello slittamento della neve.

Pertanto il processo di scivolamento può essere modellato con un insieme di fattori predisponenti neve e suolo, ma i risultati appaiono sito-specifici e sono necessarie ulteriori indagini per determinare meglio il contributo dei vari fattori.

## RINGRAZIAMENTI

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

Vorremmo ringraziare: l'Ufficio neve e valanghe della Regione Autonoma Valle d'Aosta (Assetto idrogeologico dei bacini montani e Fondazione Montagna sicura), Paola Dellavedova e Claudio Lucianaz (FMS) per i loro suggerimenti, Margherita Maggioni, Davide Viglietti e Enrico Bruno (LNSA-NatRisk) per l'assistenza nei lavori di campo e nelle idee, Davide Canone

(DIST) per l'aiuto tecnico con la strumentazione, Fabio Brunier (Ufficio Centro Funzionale, Regione Autonoma Valle d'Aosta) per i dati meteorologici.

Un ringraziamento speciale va a tutti gli amici (molti) che hanno contribuito a realizzare e mantenere il sito di monito-

raggio, primo fra tutti Fabrizio Busa per la grandissima disponibilità, l'inventiva e l'entusiasmo con cui si è adoperato nello strumentare il sito sperimentale; un grazie infine al mitico Renzino Cosson per le foto, il supporto e l'ospitalità nel suo meraviglioso "Rifugio Bertone".

*Fig. 13 - Nell'area di studio, in data 2 aprile 2010, il suolo alla base del manto nevoso appare liquefatto e fortemente interconnesso con la neve.*

## Bibliografia

- Baggi, S. and Schweizer, J., 2009. Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland). *Natural Hazards* 50 (1), 97-108.
- Ceaglio, E., Meusburger, K., Freppaz, M., Zanini, E. and Alewell, C., 2012. Estimation of soil redistribution rates due to snow cover related processes in a mountainous area (Valle d'Aosta, NW Italy). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 517-528.
- Clarke, J.A. and McClung, D.M., 1999. Full-depth avalanche occurrences caused by snow gliding, Coquihalla, B.C., Canada. *Journal of Glaciology*, 45 (151), 539-546.
- Feick, S., Mitterer, C., Dreier, L., Harvey, S. and Schweizer, J., 2012. Automated detection and mapping of glide-snow events using satellite based optical remote sensing and terrestrial photography. *International Snow Science Workshop ISSW 2012, Anchorage AK, U.S.A.*, 16-21 September 2012, 603-609.
- Guymon, G., 1978. A review of snow-soil interactions. In: S. Colbeck and M. Ray (eds.), 1978 proceeding, modeling of snow cover runoff, U.S. Army Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, NH.
- in der Gand, H.R. and Zupancic, M., 1966. Snow gliding and avalanches. *Symposium at Davos 1965 - Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches*, IAHS Publication, 69, Int. Assoc. Hydrol. Sci., Wallingford, U.K., 230-242.
- Jones, A., 2004. Review of glide processes and glide avalanche release. *Avalanche News*, 69, 53-60.
- McClung, D.M. and Schaerer, P.A., 2006. *The Avalanche Handbook*, Third Edition. The Mountaineers Books, Seattle, 342 pp.
- Mitterer, C. and Schweizer, J., 2012a. Analysis of the snow-atmosphere energy balance during wet-snow instabilities and implications for avalanche prediction. *The Cryosphere Discussion*, 6: 2715-2749, doi:10.5194/tcd-6-2715-2012.
- Mitterer, C. and Schweizer, J., 2012b. Towards a better understanding of glide-snow avalanches. *International Snow Science Workshop ISSW 2012, Anchorage AK, U.S.A.*, 16-21 September 2012, pp. 610-616.
- Peitzsch, E.H., Hendrikx, J., Fagre, D.B. and Reardon, B., 2012. Examining spring wet slab and glide avalanche occurrence along the Going-to-the-Sun Road corridor, Glacier National Park, Montana, USA. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 78, 73-81.
- Segor, V. (editor), 2010. *Rendiconto Nivo-meteorologico - Inverno 2009-2010*, Regione Autonoma Valle d'Aosta - Ufficio neve e valanghe, Quart, 176 pp.
- Segor, V. (editor), 2011. *Rendiconto Nivo-meteorologico - Inverno 2010-2011*, Regione Autonoma Valle d'Aosta - Ufficio neve e valanghe, Quart, 184 pp.

# Nuova Applicazione perimetrazione rapida dei limiti degli EVENTI VALANGHIVI

## procedura e prima validazione

**Leandro Bornaz**<sup>1</sup>,  
**Andrea Debernardi**<sup>2</sup>,  
**Nathalie Durand**<sup>2</sup>,  
**Barbara Frigo**<sup>2</sup>,  
**Paola Dellavedova**<sup>2</sup>,  
**Valerio Segor**<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ad Hoc 3D Solutions s.r.l.,  
Gressan (AO) - Italy

<sup>2</sup> Fondazione Montagna sicura -  
Montagne sûre,  
Courmayeur (AO) - Italy

<sup>3</sup> Struttura assetto idrogeologico dei  
bacini montani -  
Ufficio Neve e Valanghe,  
Regione Autonoma Valle d'Aosta,  
Quart (AO) - Italy

Nell'ambito del progetto MAP<sup>3</sup> "Monitoring for the Avalanche Prevision, Prediction and Protection" – P.O. Cooperazione territoriale europea Italia/Francia (Alpi) 2007-2013 – si sta sviluppando una nuova procedura per lo sviluppo di immagini solide per la perimetrazione di eventi valanghivi a supporto del Catasto regionale Valanghe. Lo sviluppo di questa procedura che unisce scatti fotografici opportunamente eseguiti a cartografia tematica tridimensionale, nasce dall'esigenza di una rapida, ma precisa, definizione dei limiti delle valanghe (soprattutto della zona di deposito) censite da rilievi terrestri o aerei.

Grazie ad una studiata modalità di scatti (o scatto) fotografici digitali effettuati da una macchina fotografica appositamente calibrata, la procedura è in grado di integrare l'immagine della valanga con il modello digitale del terreno e le ortofotomappe regionali, creando un'immagine solida geo-riferita a seguito dell'individuazione di pochi punti (minimo 3) e riportandola in seguito in ambiente GIS -3D.

Lo sviluppo della metodologia permette agli esperti di riportare rapidamente in cartografia la corretta perimetrazione della valanga censita seguendo la reale morfologia del bacino valanghivo. Una volta creata l'immagine solida, l'operatore può eseguire varie misurazioni come ottenere la superficie interessata dalla valanga oppure dell'area di distacco/scorrimento/accumulo, nonché definire alcune distanze da obiettivi strategici come, ad esempio, strade, costruzioni, impianti di risalita, ecc.. Questa procedura automatica, dopo un breve time processing fornisce come output la perimetrazione della valanga in formato shape file insieme ad una tabella contenente varie informazioni inserite sia di default (ad esempio la localizzazione del bacino in cartografia regionale, Comune di appartenenza, esposizione, ecc.) che dall'operatore (ad esempio data ed ora del distacco, informazioni su eventuali danni, ecc.).

Al fine della validazione della metodologia, tre siti sperimentali valanghivi sono stati presi in considerazione all'interno del territorio regionale: P.ta Seehore in Gressoney-La-Trinité (il sito sperimentale valdostano per lo studio della dinamica di valanghe di piccole/medie dimensioni), Mandaz in Valgrisenche e Crammont in Pré Saint Didier. Per ciascun bacino valanghivo, diversi metodi per il rilievo dei limiti di eventi valanghivi verificatisi durante l'Inverno 2012/13 sono stati presi in considerazione (laser scanner, GPS, ecc.) al fine di confrontare correttamente la precisione, i vantaggi e le limitazioni di questa metodologia e, in questo modo, calibrarla.

L'obiettivo principe è di fornire agli Uffici Neve e Valanghe un semplice strumento per il rapido rilievo e la conseguente mappatura di eventi valanghivi per avere un aggiornamento quasi in tempo reale del Catasto Regionale Valanghe.



## INTRODUZIONE

Nel contesto di una Regione prettamente montana come la Valle d'Aosta, il censimento degli eventi valanghivi è la base della raccolta di informazioni per il continuo aggiornamento del catasto e della cartografia di pericolo valanghe sebbene una delle attività più onerose in termini sia di tempi di esecuzione che di personale tecnico coinvolto. Ad oggi, quest'attività costa non poco in termini di tempo, mezzi, strumentazione e personale tecnico, non tanto per il rilievo in sé, ma soprattutto a causa della trascrizione su cartografia in uso della perimetrazione di ciascun singolo evento valanghivo censito. Quest'operazione, oltre ad un'alta professionalità, richiede una profonda conoscenza del territorio, nonché delle metodologie di rilievo. Proprio al fine di facilitare il lavoro estivo dei tecnici di aggiornamento Catasto Valanghe e relativa Cartografia di pericolo, grazie al progetto MAP<sup>3</sup> - "Monitoring for the Avalanche Prediction, Prediction and Protection" – P.O. Cooperazione territoriale europea Italia/Francia (Alpi) 2007-2013, si sta sviluppando una nuova metodologia al fine di riportare rapidamente in cartografia i limiti degli eventi valanghivi.

Questo articolo presenta i primi passi dello sviluppo di questa metodologia, dalla strumentazione necessaria, ai metodi di rilievo, alla prima versione del software *AdHoc4MAP<sup>3</sup>*, applicazione dedicata a semplificare le operazioni di individuazione della perimetrazione degli eventi valanghivi e della loro trascrizione in automatico su cartografia in uso.

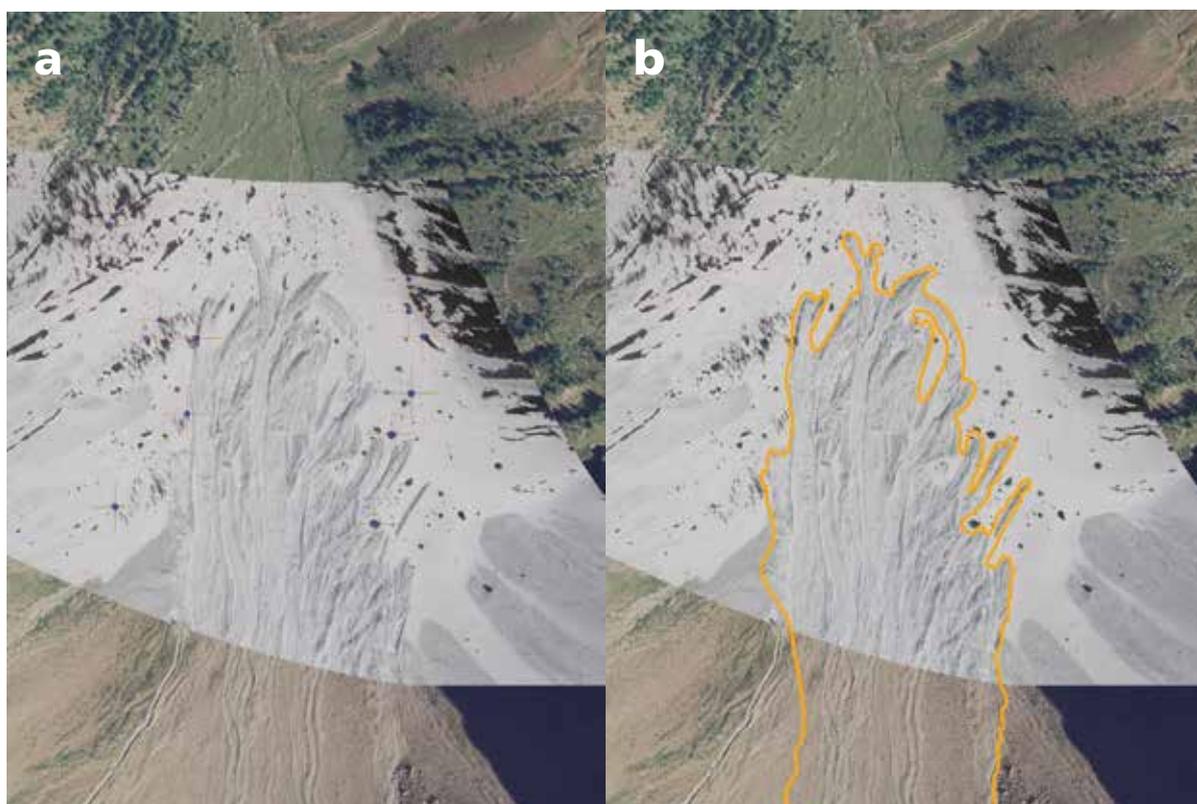
## METODOLOGIE DI CENSIMENTO DI EVENTI VALANGHIVI IN USO

Principalmente dedicato alla perimetrazione dell'area di ingombro dell'accumulo valanghivo (intero o parziale), il censimento valanghe prevede la raccolta dati ed il rilievo dell'evento, più o meno approfonditi a seconda dell'importanza (per magnitudo o per interferenza con attività antropiche) del fenomeno stesso. Condotta durante la stagione invernale/primaverile con sopralluoghi e catalogazione degli eventi significativi, l'attività di censimento si completa in estate riportando i limiti delle valanghe censite su base cartografica, accompagnati con informazioni integrative raccolte dai tecnici dell'Ufficio Neve e Valanghe regiona-

le, rilevatori nivologici, agenti forestali, comprensori sciistici, commissioni locali valanghe.

Le modalità di censimento sono varie. Eseguito "da valle" e tipicamente della sola zona di accumulo, il censimento tradizionale viene condotto *in situ* mediante rilievo GPS del perimetro della valanga e di punti di specifico interesse, rilievo fotografico e di eventuali danni indotti. Più esaustivo per velocità e copertura spaziale a scapito della risoluzione è invece il censimento aereo che vede la ripresa fotografica digitale degli eventi indagati da elicottero con successiva geo-referenziazione tramite software GIS e relativa trascrizione su base cartografica in uso (Fig. 1). In condizioni ottimali il metodo consente di rapidamente ottenere informazioni sia delle zone di accumulo che delle zone di scorrimento e distacco del bacino valanghivo, storicamente poco note. Certo, anche il censimento aereo presenta varie limitazioni (Debernardi, 2012): dai costi elevati alla gestione della tempistica di pianificazione del volo e disponibilità dell'elicottero, dalle condizioni meteorologiche in atto (i.e., vento in quota e condizioni di visibilità), alla variabilità della distanza di ripresa che

Fig. 1 - Esempio di perimetrazione ottenuta dalla geo-referenziazione e trascrizione su base cartografia ed orto-fotografica di un rilievo fotografico aereo. L'immagine è della zona di accumulo della valanga n. 130 Pointe-Vallepiana - Cima-du-Merlo Nord (Bionaz- AO, Italy), evento del 3 maggio 2012 (RAVA, 2012).



può complicare il riconoscimento dei danni puntuali a edifici, infrastrutture e popolamenti forestali. Tutto ciò viene compensato dalla possibilità di raccogliere informazioni su fenomeni valanghivi (spesso non noti) in aree remote o inaccessibili, coprendo, in media per un buon censimento fotografico, i 19 settori valdostani in circa 3h di volo.

Grazie a queste metodologie nel corso dell' inverno 2012/13 sono stati censiti 461 eventi spontanei (Figg. 2 e 3), attribuiti a 370 fenomeni valanghivi di cui 59 risultano non noti al Catasto Valanghe prima di questa stagione. Copiosa la documentazione raccolta: oltre 2450 fotografie, numerosi rilievi effettuati con l'ausilio di apparecchiature GPS e 41 Schede segnalazione valanghe – Modello 7 AINEVA – compilate dai rilevatori del Corpo forestale della Valle d'Aosta (Fig. 4). Negli ultimi anni, grazie all'evoluzione tecnica e tecnologica degli strumenti di rilevamento, è stato possibile un netto miglioramento in qualità e quantità dei dati valanghivi rilevati che ha portato ad un conseguente aggiornamento dei metodi classici di censimento degli eventi valanghivi ora più versatili e funzionali (Figg. 5 e 6).

A questi, l'Ufficio Neve e Valanghe valdostano aggiunge oggi strumenti di rilievo sempre più sofisticati frutto dell'innovazione e trasferimento tecnologici della ricerca applicata quali il rilievo laser scanner, foto e videogrammetrico grazie alla validazione dei quali, su siti sperimentali scelti, si è ora in grado di stimare i volumi mobilitati – distaccati, erosi e deposti, velocità del fronte, ecc...

## LA METODOLOGIA AdHoc4MAP<sup>3</sup>

E' proprio in questa direzione che, grazie al progetto MAP<sup>3</sup> - *Monitoring for the Avalanche Prevision, Prediction and Protection* - P.O. Cooperazione territoriale europea Italia/Francia (Alpi) 2007-2013 - si sta sviluppando una metodologia di mappatura tridimensionale per il censimento rapido degli eventi valanghivi e la successiva repentina implementazione

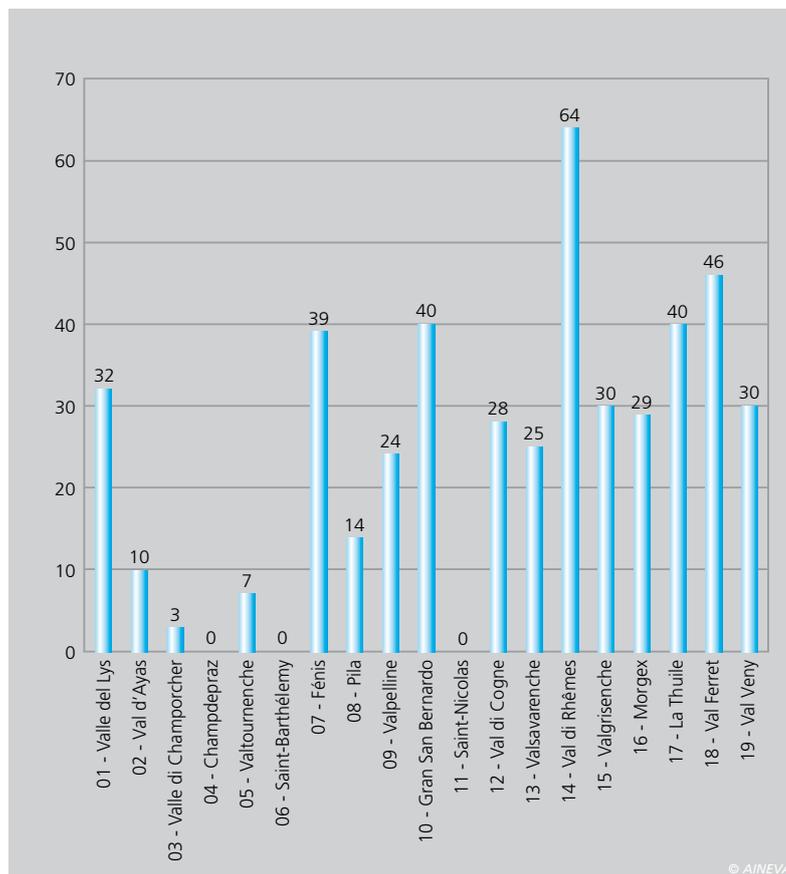


Fig. 2 - distribuzione per settore di riferimento dei 461 eventi spontanei osservati nel corso della stagione 2012/13 (RAVA, 2013).

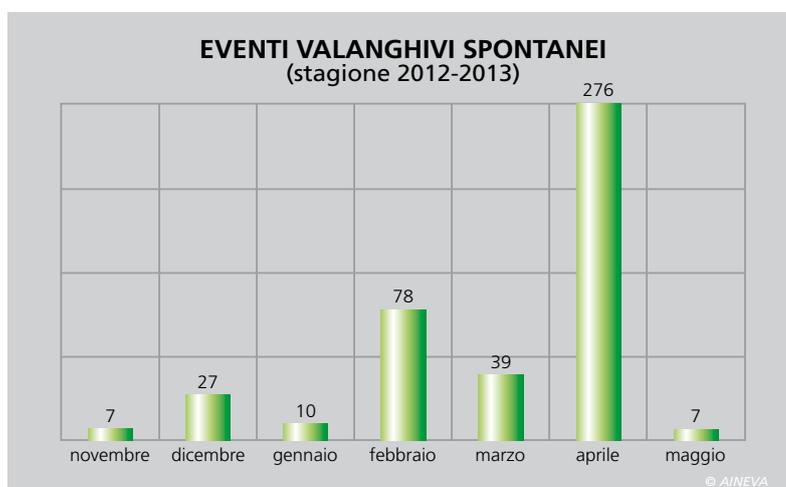


Fig. 3 - distribuzione mensile dei n. 444 eventi valanghivi spontanei di cui è noto il mese di accadimento, osservati nel corso della stagione 2012/13 (RAVA, 2013).

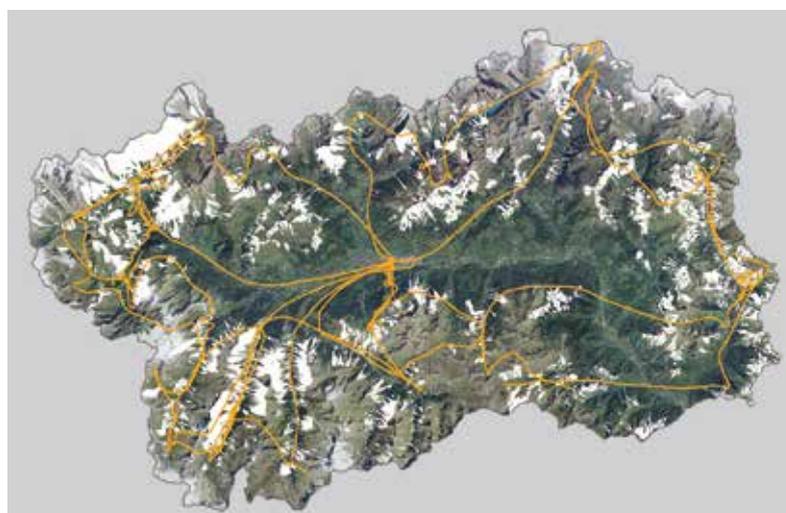


Fig. 4 - Cartografia del territorio regionale e dei siti valanghivi ad oggi censiti. In bianco la superficie regionale interessata, secondo il Catasto Valanghe, dalla presenza di fenomeni valanghivi aggiornata alla stagione invernale 2012-2013. Il tratteggio arancione rappresenta le tracce GPS effettuate durante i sopralluoghi in campo (aerei e non) eseguiti con lo scopo di censire gli eventi valanghivi dell'ultima stagione invernale: le porzioni di Regione maggiormente interessate dalle tracce GPS sono quelle dove è stata osservata una maggiore attività valanghiva spontanea. La porzione centrale dell'estratto presenta numerose tracce GPS essendo quest'area utilizzata dall'elicottero per decollare e atterrare all'aeroporto regionale Corrado Gex. (RAVA, 2013).

Fig. 5 - numero di eventi valanghivi spontanei censiti nelle ultime otto stagioni invernali (RAVA, 2013).

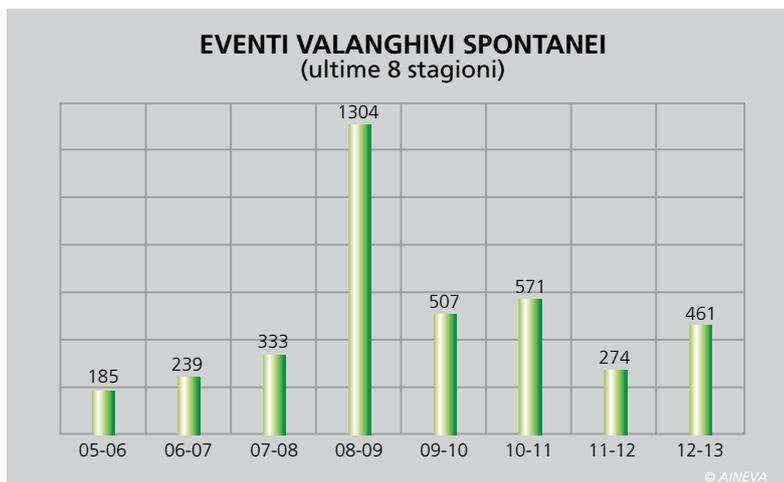
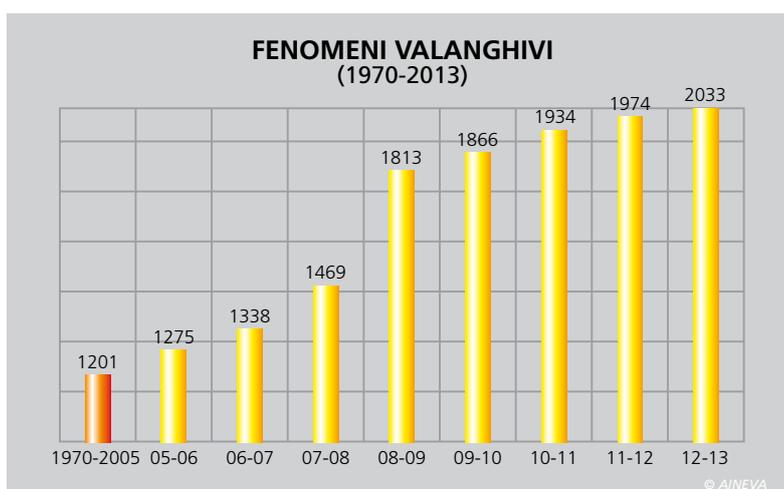


Fig. 6 - Incremento dei fenomeni valanghivi censiti all'interno del Catasto regionale valanghe dal 1970 al 2013 (RAVA, 2013).



del Catasto Regionale Valanghe, basata sulle *immagini solide*.

In geomatica, l'immagine solida è una immagine realizzata con una camera fotogrammetrica calibrata di cui si conoscono i parametri di orientamento interni ed esterni ed alla quale si associa con una procedura particolare un modello di forma tridimensionale della porzione di oggetto inquadrato. Grazie a ciò, senza necessità di particolari sistemi di visione stereoscopica, è possibile effettuare misure e restituzioni tridimensionali di qualsiasi oggetto rappresentato direttamente dall'immagine originale. Nel monitoraggio valanghe, questo approccio non ricade nell'elenco delle tecniche di censimento abituali per problemi logistici (aree da rilevare troppo estese o difficilmente osservabili) e di costo, ma viene invece preso in considerazione per integrare dati di tecniche di rilevamento fotogrammetriche e laser scanner grazie agli ottimi risultati in termini di tempistica e qualità del dato rilevato.

Per queste ragioni si sta sviluppando una metodologia che permetta di ottenere una immagine solida per via diretta (ovvero senza dover integrare l'immagine digitale con il dato laser tridimensionale) che consenta ai tecnici della montagna di effettuare le misure necessarie in piena autonomia, utilizzando una fotocamera digitale opportunamente calibrata, con rapidità sia di rilievo che di elaborazione. La metodologia, oltre all'acquisizione di immagini scattate da aeromobili o da terra, prevede l'individuazione di posizione ed assetto della camera in base alla sincronizzazione con l'area oggetto di rilievo mediante riconoscimento tridimensionale dell'area stessa.

Abbinato alla procedura di ripresa, la metodologia *AdHoc4MAP<sup>3</sup>* presenta un software specifico che, oltre alla visualizzazione 3D dei dati ottenuti, permette la perimetrazione rapida dei contorni dell'evento valanghivo direttamente su foto solida 3D e il conseguente trasferimento rapido su cartografia in uso.

## LA STRUMENTAZIONE DA UTILIZZARE PER IL RILIEVO

Il concetto di immagine solida e la possibilità di usare una singola immagine per effettuare misurazioni è stato sviluppato inizialmente come prodotto di integrazione tra dati laser scanner e dati fotogrammetrici. Affinché sia possibile associare all'immagine fotografica un modello di forma della porzione fotografata è per prima cosa necessario utilizzare, per generare l'immagine, una fotocamera specifica, di tipo metrico o semimetrico. Si tratta delle classiche fotocamere che si utilizzano oggi per i rilevamenti fotogrammetrici. Nel caso specifico del progetto MAP<sup>3</sup> la fotocamera utilizzata per l'acquisizione delle immagini è una reflex dotata di ottica a focale fissa calibrata. La calibrazione della macchina fotografica avviene utilizzando un poligono specifico prima delle fasi di acquisizione in sito. Essendo una camera di tipo semimetrico la calibrazione deve essere ripetuta a intervalli regolari. In fotogrammetria la precisione ottenibile nella mappatura degli eventi è funzione di diversi aspetti tra cui la dimensione del sensore digitale e del pixel, la distanza focale dell'obiettivo, la distanza di presa e il rapporto di base. Nel caso dell'immagine solida questi principi sono ancora validi. A seconda della distanza a cui sono realizzate le singole immagini e della focale dell'obiettivo, è possibile ottenere precisioni differenti.

Vista la grande varietà di eventi che si producono sul territorio regionale, la variabilità delle dimensioni, della forma, e dell'intensità dei fenomeni, è valutato il metodo di rilevamento fotografico classico che avviene da elicottero sorvolando le zone di interesse, sono state scelte le caratteristiche della macchina fotografica e dell'obiettivo da utilizzare per la mappatura. Si tratta di caratteristiche che si adattano mediamente bene alla mappatura delle valanghe valdostane. Sicuramente una singola camera con un singolo obiettivo a distanza focale fissa non si adatta a tutte le situazioni e sicuramente casi limite al momento potrebbero

portare al non ottenimento del risultato voluto. Si tratta però di una procedura attualmente in fase di sperimentazione, che già permette di ottenere buoni risultati e che potrà essere in futuro ampliata con nuove specifiche o strumentazione differente, ampliandone così la fruibilità.

## IL METODO AdHoc4MAP<sup>3</sup>

Dopo aver realizzato le immagini degli eventi ha inizio la parte di mappatura delle singole valanghe.

L'idea di base su cui si sviluppa il metodo prevede per prima cosa la generazione dell'immagine solida per via diretta. Per poter generare una immagine solida è necessario un modello tridimensionale dell'oggetto fotografato, che può essere derivato o da un modello esistente del territorio oppure mediante una generazione automatica a partire da più immagini. Questo secondo caso sarebbe idealmente più corretto ma è sicuramente più complesso soprattutto perché i siti fotografati sono spesso o sempre completamente innevati. Per la generazione di un modello 3D a partire dalle sole immagini si utilizzano metodi di correlazione fotogrammetrica per individuare punti omologhi tra immagini. Se però le aree fotografate sono di colore uniforme, in genere bianche (la neve), è molto probabile che questi metodi vadano in crisi e non portino ad un risultato di qualità.

Dovendo assicurare all'amministrazione ed ai tecnici che si occupano della mappatura un risultato in tutti i casi operativi possibili, per la generazione dell'immagine solida diretta è stato quindi realizzato un approccio scalare, a step successivi, di precisione differente. Il primo a bassa o media precisione si basa sull'utilizzo di un modello di forma del terreno derivato dal DEM regionale, il secondo step, per il miglioramento del risultato, se necessario, si basa sulla generazione di un modello di forma specifico della valanga per correlazione fotogrammetrica.

Durante le fasi di sviluppo della procedura, attualmente in essere, abbiamo potuto notare che già il primo step assicura un

discreto risultato in termini di accuratezza e, se rapportato al metodo classico, garantisce un buon risparmio di tempo.

Il secondo aspetto affrontato è l'associazione di valori alfanumerici alle singole mappature. Attualmente, senza utilizzare il metodo AdHoc4MAP<sup>3</sup>, l'inserimento nel sistema informativo territoriale dei valori alfanumerici relativi al singolo evento avviene alla fine delle operazioni di mappatura.

Il metodo sviluppato affronta invece la problematica nel modo completamente opposto per ragioni di velocità e di organizzazione del lavoro. Per prima cosa viene creata una scheda evento (Fig. 7).

Si tratta di un *form* di inserimento dati alfanumerici, dall'aspetto semplice e rispondente alle classiche schede cartacee utilizzate attualmente in Valle d'Aosta, nel quale è possibile inserire tutte le informazioni necessarie e nel quale, qualora alcune informazioni possano essere derivate automaticamente, è il sistema che le genera a richiesta (come ad esempio l'estensione in coordinate cartografiche, le quote massima e minima, ecc ...).

Una volta inserita la scheda è possibile visualizzarla come form di inserimento dati oppure con la sua veste grafica classica, che può essere esportata in formato PDF, se necessario (Fig. 8).

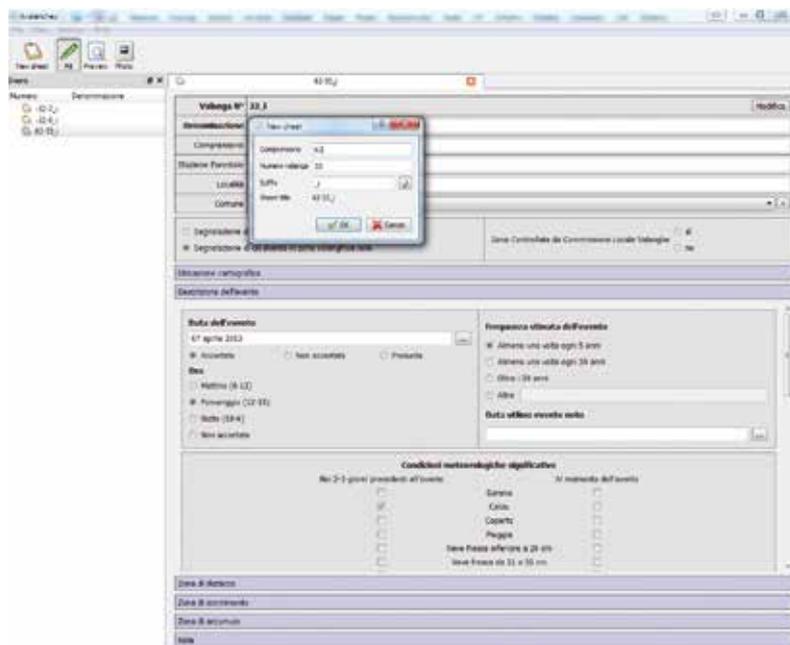


Fig. 7 - L'interfaccia di inserimento dati - AdHoc4MAP<sup>3</sup> software

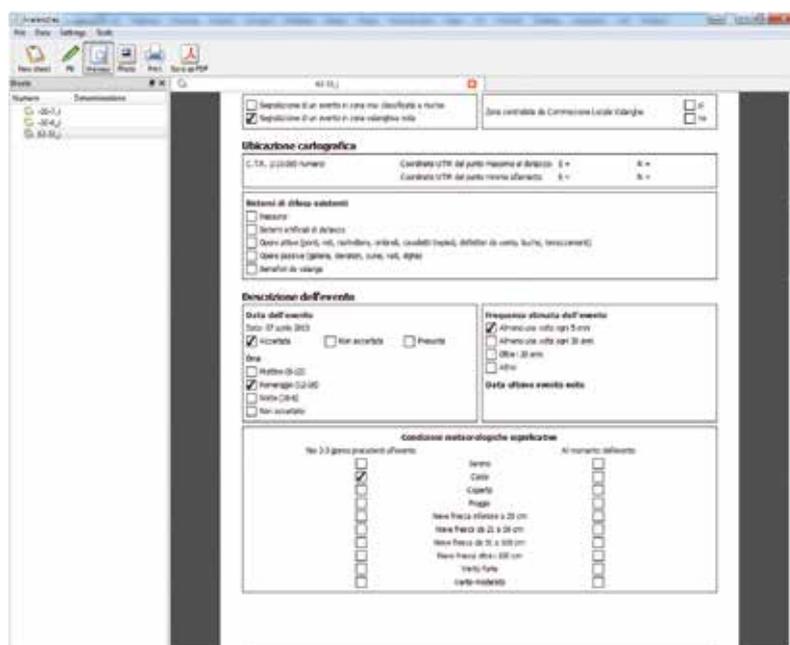


Fig. 8 - Esempio di scheda nella veste grafica finale - AdHoc4MAP<sup>3</sup> software

Fig. 9 - Fase di associazione delle immagini alla scheda di evento - AdHoc4MAP<sup>3</sup> software

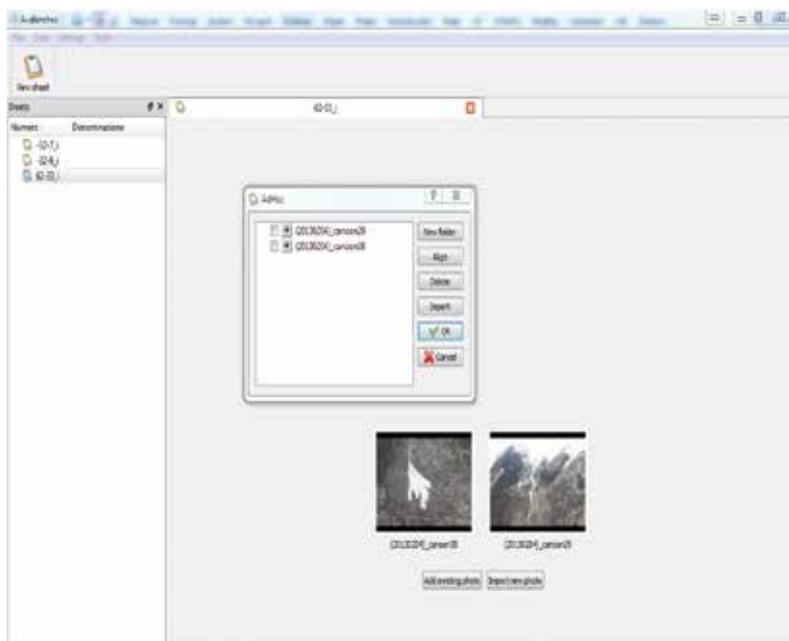


Fig. 10 - Fase di georeferenziazione dell'immagine - AdHoc4MAP<sup>3</sup> software

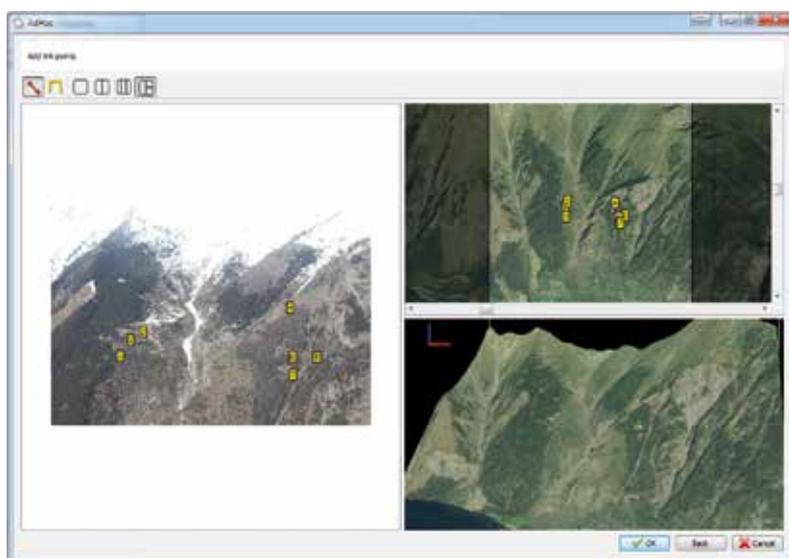
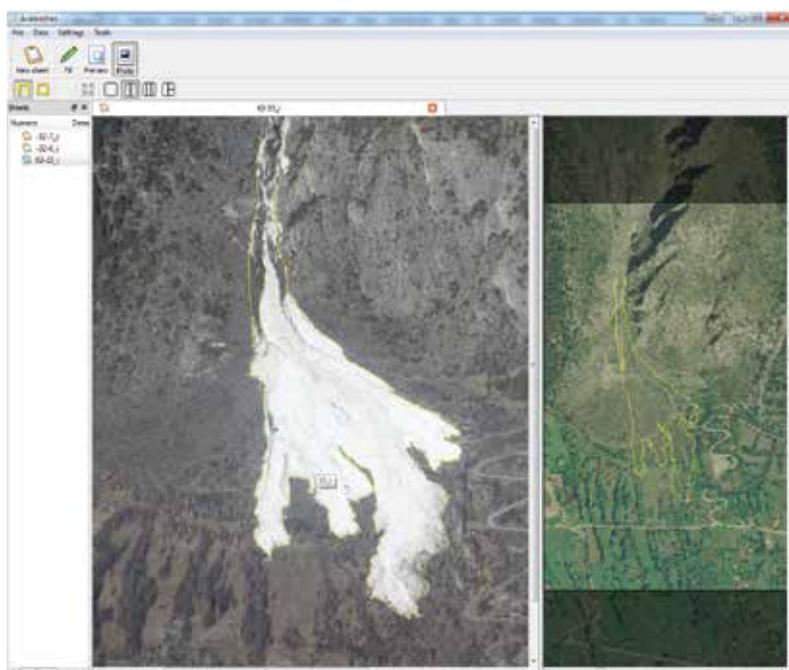


Fig. 11 - Fase di mappatura della valanga sull'immagine - AdHoc4MAP<sup>3</sup> software



Soltanto quando si è definito l'evento ed è stata creata la scheda è possibile associare alla stessa le immagini dell'evento ed iniziare la fase di mappatura. In questo modo alla scheda sono associate le immagini del singolo evento e tutte le informazioni riguardanti l'area sono facilmente inseribili dall'utente. E' altresì possibile integrare comodamente i dati e modificare quanto già mappato nel caso fosse necessario.

Per ogni scheda possono essere associate una o più immagini dell'evento. Questo perché spesso una singola immagine non è sufficiente a descrivere l'evento in modo completo. Utilizzando invece più di una immagine è possibile mappare zone diverse da immagini differenti ottenendo però sempre un unico modello completo della valanga (Fig. 9).

Ogni singola immagine, per essere utilizzata deve essere inizialmente georeferita. Una interfaccia semplice permette di effettuare questa operazione. La prima georeferenziazione è realizzata in modo semplice soltanto guardando il modello 3D del territorio regionale nel quale l'immagine è stata scattata e inquadrando grossomodo dalla stessa posizione. Questa prima operazione pratica in realtà permette al software di gestione Ad Hoc di effettuare i primi calcoli e la prima stima di una posizione dell'immagine nello spazio. Sull'immagine, dopo questa semplicissima operazione è già possibile disegnare gli ingombri della valanga. E' il software che utilizzando i principi di generazione scalare dell'immagine correla tutte le informazioni esistenti e permette di ottenere delle linee tridimensionali di mappatura. La georeferenziazione dell'immagine può a questo punto essere migliorata, qualora necessario, inserendo alcuni punti di georeferenziazione manuale. I punti sono scelti sull'immagine e sul modello 3D o la relativa cartografia o ortofoto. Questa operazione è stata sviluppata per garantire una mappatura controllata molto precisa quando gli eventi si producono in prossimità di ambiti edificati. Mano a mano che sono inseriti dei punti di georeferenziazione l'immagine migliora

il suo orientamento spaziale e la mappatura degli estremi della valanga sono continuamente aggiornati per rendere consapevole l'operatore del risultato che viene ottenuto (Fig. 10).

A georeferenziazione ultimata l'immagine è inserita nel database interno del software e può essere utilizzata per disegnare i contorni della valanga se non sono ancora stati realizzati o a modificarli nel caso in cui siano già stati realizzati.

La mappatura dell'evento avviene sull'immagine originale e non su una proiezione o deformazione dell'immagine sul piano cartografico. È il software e la logica di gestione ad immagine solida che, noti i parametri di orientamento dell'immagine nello spazio e noto un modello di forma dell'oggetto provvede alla riproiezione delle linee di ingombro, che quindi diventano linee tridimensionali, a differenza del vecchio metodo che generava linee bidimensionali (Fig. 11).

Se la valanga è visibile da una singola

immagine la procedura termina, mentre se sono necessarie più immagini è sufficiente inserirne di nuove per continuare la mappatura. L'inserimento delle nuove immagini avviene come per la prima. In presenza di più immagini il software, se ritenuto necessario, cerca di correlare automaticamente le due immagini in modo da agevolare l'operatore e di fargli risparmiare tempo (Fig. 12).

Guardando la seconda immagine, se già realizzati sulla prima e sono visibili sulla seconda immagine, i contorni sono visualizzati in modo che l'operatore possa proseguire la mappatura da dove si era interrotto sulla prima immagine.

Tutti i risultati delle mappature effettuate con Ad Hoc sono visualizzabili sia in 3D che in 2D sulla cartografia regionale classica e sono esportabili nei formati classici di interscambio.

L'agilità di gestione ed il database interno permettono di mantenere ben organizzati tutti i dati e consentono agli esperti di ef-

fettuare ricerche relazionali nel database. Qualora necessario Ad Hoc consente inoltre di esportare uno o più eventi secondo la codifica di interscambio dati regionale in modo tale che tutti gli eventi possano essere inseriti correttamente all'interno del catasto regionale.

## I SITI PILOTA VALDOSTANI

Sebbene la metodologia sviluppata avrà validità su tutto il territorio valdostano, al fine della sua validazione, sono stati scelti dei siti pilota in base ad un loro possibile semplice monitoraggio basato sull'acquisizione di documentazione fotografica dell'intero bacino valanghivo da postazioni sicure e facilmente raggiungibili, nonché dalla profonda conoscenza storica dei fenomeni. I tre siti risultano (Fig. 13): 1) sito sperimentale di P.ta Seehore – Gressoney-La Trinité (AO). Il sito è operativo dal 2009, al fine di comprendere meglio la dinamica delle valanghe di



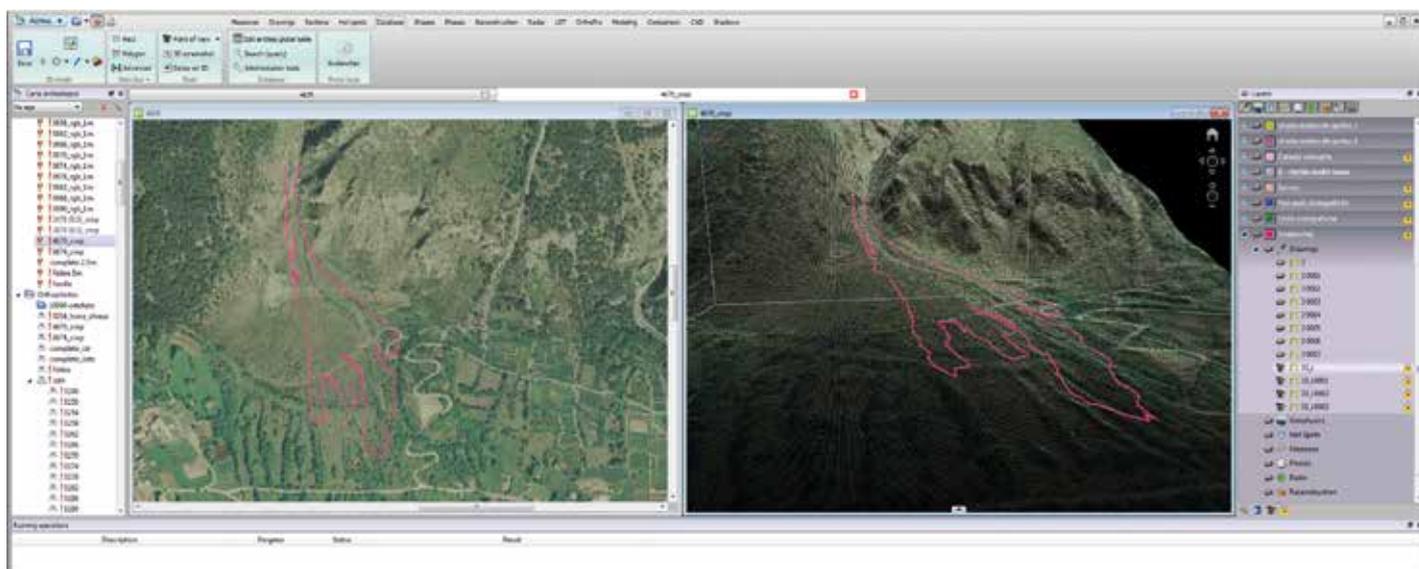


Fig. 12 - Visualizzazione dell'evento in 2D sull'ortofoto ed in 3D - AdHoc4MAP<sup>3</sup> software

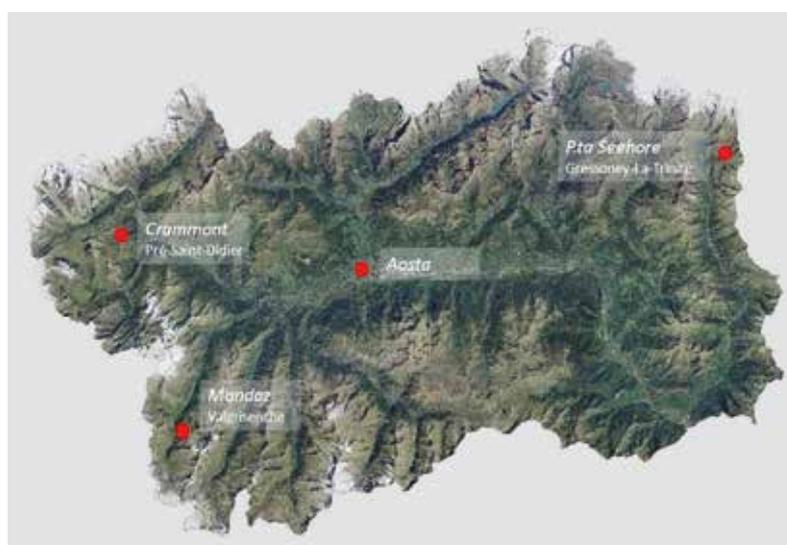


Fig. 13 - Localizzazione dei siti pilota per lo sviluppo della procedura AdHoc4MAP<sup>3</sup> sui territori valdostano regionale.

piccole/medie dimensioni e le loro forze d'impatto su eventuali ostacoli (Barbero et al., 2013; Maggioni et al., 2013). Il pendio presenta un dislivello di 300 m (da 2570m a 2300m s.l.m.) ed un'inclinazione media di circa 38°. Solitamente i fenomeni valanghivi durante la stagione invernale sono innescati artificialmente per bonificare il pendio che incombe su una pista di sci ed aumentare la sicurezza all'interno del comprensorio. Questi fenomeni sono solitamente di tipo denso, occasionalmente si presentano in forma polverosa. Il sito è monitorato grazie ad un ostacolo di 4 m di altezza strumentato con n. 5 piastre orizzontali di alluminio che misurano gli effetti dell'impatto della valanga sull'ostacolo. Oltre a queste misure, sono svolti diversi rilievi manuali in sito pre e post distacco sulle proprietà fisico-meccaniche della neve in zona di

distacco, scorrimento e deposito, velocità del fronte, bilancio di massa anche grazie a rilievi foto-videografici e misure laser scanner che forniscono velocità del fronte, perimetrazione di dettaglio dell'evento e la stima dei volumi mobilitati;

2) la valanga "Crammont" ricade nel comprensorio 16 del Catasto valanghe della Valle d'Aosta ed è contrassegnata dal numero 041. Si colloca in destra orografica della Valdigne nel comune di Pré-St-Didier. Potenzialmente la valanga potrebbe distaccarsi dalla quota di 2730 m s.l.m. circa del Mont Crammont, per poi raggiungere il fondovalle (1030 m s.l.m.). In alcuni casi la valanga ha risalito parte del versante opposto, ostruendo la strada comunale (quota 1055 m s.l.m. circa) che raggiunge la fraz. di Pallesieux. Il monitoraggio della valanga è agevole in vari punti lungo la SS26 da dove si può scor-

gere parti del bacino valanghivo;

3) la valanga "A nord di Mandaz Désot", ricade nel comprensorio 15 del catasto valanghe della Valle d'Aosta ed è contrassegnata dal numero 125. Si colloca in destra orografica della Valgrisenche a ridosso del lago artificiale di Beauregard. Potenzialmente la valanga presenta un distacco alla quota massima di 2100 m s.l.m., a monte di loc. Bénévy, per arrestarsi a livello del lago artificiale, alla quota di 1700 m s.l.m.. Durante il suo percorso interseca la strada comunale (nel periodo invernale chiusa al traffico) alla quota di 1775 m s.l.m. circa. Insieme ad altre, la valanga è localizzata in un'area valanghiva che ospita più valanghe "sospette" monitorate da webcam posta sul versante opposto in loc. Menthiu (quota 1866.5 m s.l.m.) grazie al progetto strategico "STRADA" - Strategie di adattamento ai cambiamenti climatici per la gestione dei rischi naturali nel territorio transfrontaliero - Programma di Cooperazione Transfrontaliera IT-CH 200-2013. Il monitoraggio del sito mediante webcam è stato abbandonato a causa della scarsa affidabilità e risoluzione della webcam. Il monitoraggio, seppur non in tempo reale, continua grazie alla collaborazione della CLV di Valgrisenche e dal personale della C.V.A. stabile nei pressi della Diga di Beauregard.

La scelta dei siti è inoltre stata influenzata dalla loro posizione in territorio valdostano: Valgrisenche e Pré-St-Didier trovandosi nel settore NW della Regione sono

maggiormente influenzati dal punto di vista meteorologico dalle perturbazioni provenienti da N-NW.

Al contrario, la Valle del Lys, posizionata nel settore nord-orientale della Valle, risente maggiormente delle precipitazioni provenienti da S-SE. In questo modo, in base all'andamento meteorologico della stagione, si avrà comunque una probabilità maggiore di avere neve al suolo e conseguente attività valanghiva almeno in uno dei siti individuati, così da portare avanti le varie attività previste da progetto.

Nella stagione invernale 2012/13, sono stati effettuati censimenti fotografici aerei (n. 3 per P.ta Seehore (eventi del 26/02 e 19-24/03) e n. 2 per Crammont) e terrestri (n. 7 con GPS per P.ta Seehore, n. 3 per Crammont con macchina foto calibrata e n. 1 con GPS per Mandaz) dei tre siti pilota valdostani insieme a rilievi laser scanner specifici (n. 2 per P.ta Seehore e n. 1 per Mandaz) al fine della validazione della procedura.

## DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Ad oggi la procedura *AdHoc4MAP<sup>3</sup>* è in

fase di calibrazione e validazione e sarà sicuramente oggetto di ulteriore sviluppo prima della sua operatività all'interno dell'Ufficio Neve e Valanghe regionale.

Ad esempio, un aspetto su cui si sta lavorando è il vincolo della fotocamera utilizzata per l'acquisizione delle immagini a focale fissa (50 mm) calibrata.

Il suo uso infatti non permette la ripresa fotografica del bacino valanghivo nella sua interezza - a meno di una cosciente e importante perdita di precisione - ma ne impone la suddivisione in scatti sequenziali.

Questo, in fase di rilievo, oltre a comportare un importante incremento del numero di fotografie scattate (per un singolo bacino, si passa, in media, da 1 scatto con macchina fotografica con focale mobile a 3 con focale fissa) e delle difficoltà di ripresa - in termini di operatività, distanza di scatto e di tempistiche - non permette di avere una visione globale del bacino valanghivo che renderebbe più agevole la fase di georeferenziazione dell'immagine grazie al riferimento di oggetti naturali (e.g., rocce, piante, ecc...) non di colore bianco.

Ad ogni modo, durante i primi test, la

procedura ha dimostrato possedere interessanti peculiarità (ad esempio il vantaggio della vista tridimensionale che dà la possibilità di maggior accuratezza delle misure e una miglior comprensione della dinamica dell'evento associata alla morfologia del terreno, soprattutto delle zone di distacco e di accumulo) e tutte le caratteristiche per diventare un valido supporto per un rapido censimento e relativa perimetrazione degli eventi valanghivi (grazie, ad esempio alla prevista interconnessione tra la traccia GPS dell'aerogiro e la ripresa fotografica di centinaia di bacini valanghivi così più rapidamente localizzabili in cartografia) per gli Uffici Neve e Valanghe nazionali.

## RINGRAZIAMENTI

Lo sviluppo e la ricerca è supportata dal Programma Operativo di Cooperazione territoriale europea transfrontaliera Italia/Francia (Alpi) 2007/2013, progetto n. 144, MAP<sup>3</sup> - "Monitoring for the Avalanche Prevision, Prediction and Protection". Un sentito ringraziamento a Eloïse Bovet (Fondazione Montagna sicura) e Luca Pitet (Regione autonoma Valle d'Aosta).



## Bibliografia

- Barbero, M., Barpi, F., Borri-Brunetto, M., Bovet, E., Chiaia, B., De Biagi, V., Frigo, B., Pallara, O., Maggioni, M., Freppaz, M., Ceaglio, E., Godone, D., Viglietti, D., Zanini, E., 2013. A new experimental snow avalanche test site at Seehore Peak in Aosta Valley (NW Italian Alps) — Part II: engineering aspects. *Cold Regions Science and Technology* 86, 14-21.
- Bornaz, L., Dequal, S., 2003. A new concept: the solid image. In: *International Archives CIPA N°XIX-2003 Vol. 1 ISPRS Vol. XXXVI-5/C34. CIPA 2003 XIXth International Symposium. Antalya (Turchia). 30 september – 04 october 2003. (vol. 1, pp. 169-174). ISBN/ISSN: 975-561-245-9 / 0256-1840.*
- Bornaz, L., Dequal, S., 2004. The solid image: An easy and complete way to describe 3D objects. In: *Volume XXXV part B5. XXth ISPRS congress. Istanbul. 12 – 23 July 2004. (pp. 183-188). ISBN/ISSN: 1682-1777.*
- Debernardi A., Segor V., 2012. Il nuovo catasto valanghe: la memoria storica valanghiva in Valle d'Aosta. *Neve e Valanghe*, n. 76, pag. 34 – 45.
- Maggioni, M., Freppaz, M., Ceaglio, E., Godone, D., Viglietti, D., Zanini, E., Barbero, M., Barpi, F., Borri-Brunetto, M., Bovet, E., Chiaia, B., De Biagi, V., Frigo, B., Pallara, O., 2013. A new experimental snow avalanche test site at Seehore peak in Aosta Valley (NW Italian Alps) — Part I: conception and logistics. *Cold Regions Science and Technology* 85, 175-182.
- Regione autonoma Valle d'Aosta, Assessorato opere pubbliche, difesa del suolo e edilizia residenziale pubblica, Direzione assetto idrogeologico dei bacini montani, Ufficio Neve e Valanghe, 2012. *Rendiconto nivo-meteorologico. Inverno 2011-2012. Pagg. 184.*
- Regione autonoma Valle d'Aosta, Assessorato opere pubbliche, difesa del suolo e edilizia residenziale pubblica, Direzione assetto idrogeologico dei bacini montani, Ufficio Neve e Valanghe, 2013. *Rendiconto nivo-meteorologico. Inverno 2012-2013. (in press).*



## THE 2012-2013 WINTER SEASON

*M. Valt, P. Cianfarra*

The 2012-2013 winter season was characterized by heavy snowfalls on most of the Italian Alps. Winter snowfalls were then followed by further snowfalls in late spring-early summer, which lengthened the season even further.

Temperatures in winter were in the average range, although some particularly cold periods were also recorded.

Winds were intense for many periods, leading to major snowdrifts and resulting greater avalanche danger. The avalanche hazard degree mostly used was moderate (level 2), but very long periods were also characterized by considerable avalanche danger (level 3).

Some eighty avalanche accidents were recorded with 27 fatalities.

The most intense avalanche periods were in March and mainly in April, following snowcover melting.

## CRITICAL ANALYSIS OF A REGIONAL APPROACH TO THE STUDY OF SNOW CONDITIONS: THE FRIULIAN CASE

*M. Barbolini, F. Ferro and D. Moro*

Not too long ago, the authors of this

report carried out a study of snow conditions in the Friulian Alps and Prealps, based on the data collected from 43 manual snow and weather monitoring stations belonging to the regional network. The study dealt with the statistical analysis of two very important snow variables in relation with both the designing of avalanche barriers and the simulation of avalanche dynamics for the mapping of areas subject to avalanche risk: snowcover height (Hs) and snowcover height increase after three consecutive days of precipitation (DH3gg). The analysis, carried out using regionalization methods, allowed the authors to estimate the values of these variables for prearranged geographical area, altitude and return times.

Recently, following the expansion of available databases, the original study was updated, which provided a useful opportunity for a first critical analysis of the results that can be obtained by means of a "regional" approach to the analysis of snow condition data.

It was therefore possible to underline that statistical analyses of snowfall figures carried out with regionalization methods can provide estimates of quantiles of the varia-

bles considered with a much higher degree of accuracy compared with that that can be achieved using the most common point estimations usually implemented in engineering practices.

## GRAIN DISTRIBUTION ANALYSES IN AVALANCHE SNOW DEPOSITS: SURVEY METHODS AND FRACTAL ANALYSIS

*V. De Biagi, B. Frigo, B. Chiaia*

Scale invariant phenomena are common in nature and fractals are the most suitable mathematical tool to describe them.

Snow avalanche flow is made of a mixture of grains and aggregates (granules) which can be broken or sintered together. Knowing granular interactions is important to understand how avalanche flows. In this paper, a fractal model for describing grain size distribution in the avalanche snow deposits is formulated by introducing the concept of aggregation probability.

Thanks to a special survey of the grain on the deposit surface, it is possible to verify that the model is able to highlight the action of sieving performed by avalanche during its dynamical motion.

## ANALYSIS OF THE FACTORS LEADING TO SNOW GLIDING: THE Mont de La Saxe (AOSTA) CASE STUDY

*E. Ceaglio, M. Freppaz, G. Filippa, S. Ferraris, V. Segor, E. Zanini*

In the last few years, many progresses have been made to manage to understand glide avalanches; however the processes leading to this kind of phenomena are still poorly understood and therefore they represent a major point of uncertainty for avalanche forecasting.

In this study, we aimed to contribute to the snow gliding understanding, with particular attention to meteorological, snow and soil predisposing factors. A monitoring site was settled in the NW Italian Alps, on a west exposed avalanche release area.

It is usually characterized by intense snow gliding, resulting in big glide cracks, often leading to the release of a full-depth avalanche.

Two plots were chosen and equipped with snow glide shoes, one close to a water source and the other in a dryer zone.

Temperature and water content sensors were located at different depths in soil and snow.

Meteorological data were recorded by a nearby automatic weather station; snowpack properties were evaluated by manual snow profiles; additionally, soils were characterized focusing on the physical properties of the upper horizons.

Figures were gathered in two hydrological years, 2009-2010 and 2010-2011, characterized by different meteorological conditions: colder and snowy the former, warmer and less snowy the latter. Snow gliding was recorded both in the dry and in the wetter sites, with comparable rates (3.5 cm/day in the dry area - 4.4 cm/day in the wet area) during the first winter season, but about one month earlier in the wetter plot.

The significant increase of snow gliding rate before snow avalanche release in 2010 confirmed its importance as a useful predictor variable for the triggering of a glide-snow avalanche. During the second winter season, snow gliding

rate was significantly greater in the wetter site (6.3 cm/day vs. 0.6 cm/day). Results highlighted the relationships between gliding process and soil conditions (water content, temperature) which were identified as the main environmental factors controlling the development of snow gliding, both in the dry and the wetter plots. Moreover, the liquefaction of soil has been identified as a potential factor contributing to the snow gliding processes, but this is an issue needing further investigations. Among the meteorological factors, snow depth has shown a significant relationship with the movement of the whole snowpack. Taken together, the results provided in this study showed how the glide process can be modelled with a set of predisposing factors for soil and snow, but the results appeared site-

specific and can thus be applied to other places with due caution.

### **NEW APPLICATION FOR RAPID MEASUREMENT OF AVALANCHE LIMITS: PROCEDURE AND FIRST VALIDATION**

*L. Bornaz, A. Debernardi, N. Durand, B. Frigo, P. Dellavedova, V. Segor*

In the framework of the "Monitoring for the Avalanche Prevision, Prediction and Protection" – MAP3 project – P.O. Cooperazione territoriale europea Italia/Francia (Alpi) 2007-2013 – a new 3D mapping tool is under development to rapidly take the avalanche census and implement the regional Cadastre. This method was born to support Forecasters and Hazard Cartographers for the rapid measurement and drawing of

avalanche limits, especially on the deposition zone. The tool manages either a single or a sequence of digital photographs (taken with a calibrated camera also from helicopter) of the avalanche event – take integrated with a digital terrain model and regional orthophotomaps creating a "solid" image geo-referenced with only a few recognized points and shown in 3D-GIS environment. The developed methodology allow experts to map the corrected perimeter of the avalanche according to the morphology of the avalanche basin. Moreover the operator can take some measurements such as avalanche surface, release areas, distances from strategic points (roads, buildings, cableways, etc...). This automatic procedure will have a processing time for each avalanche event surveyed. The output of

the tool will be the perimeter of the avalanche in a shape file format linked to an additional information table. To validate the methodology, three regional avalanche test sites are taken into account: P.ta Seehore in Gressoney-La-Trinité (experimental test site of Aosta Valley to study small/medium avalanche dynamics), Menthieu in Valgrisenche and Crammont in Pré Saint Didier. For each avalanche basin, different methods of perimeter surveys were adopted (laser scanner, GPS, etc ...) in order to properly assess the accuracy, advantages and limitations of the tool developed and calibrate it.

The goal is to quickly take a survey and mapping the perimeter of avalanche events to have the update of regional Cadastre and hazard maps in Aosta Valley in almost real time.



# 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](http://www.cae.it) [sales@cae.it](mailto:sales@cae.it) - tel. +39 051 4992 711 fax +39 051 4992 709