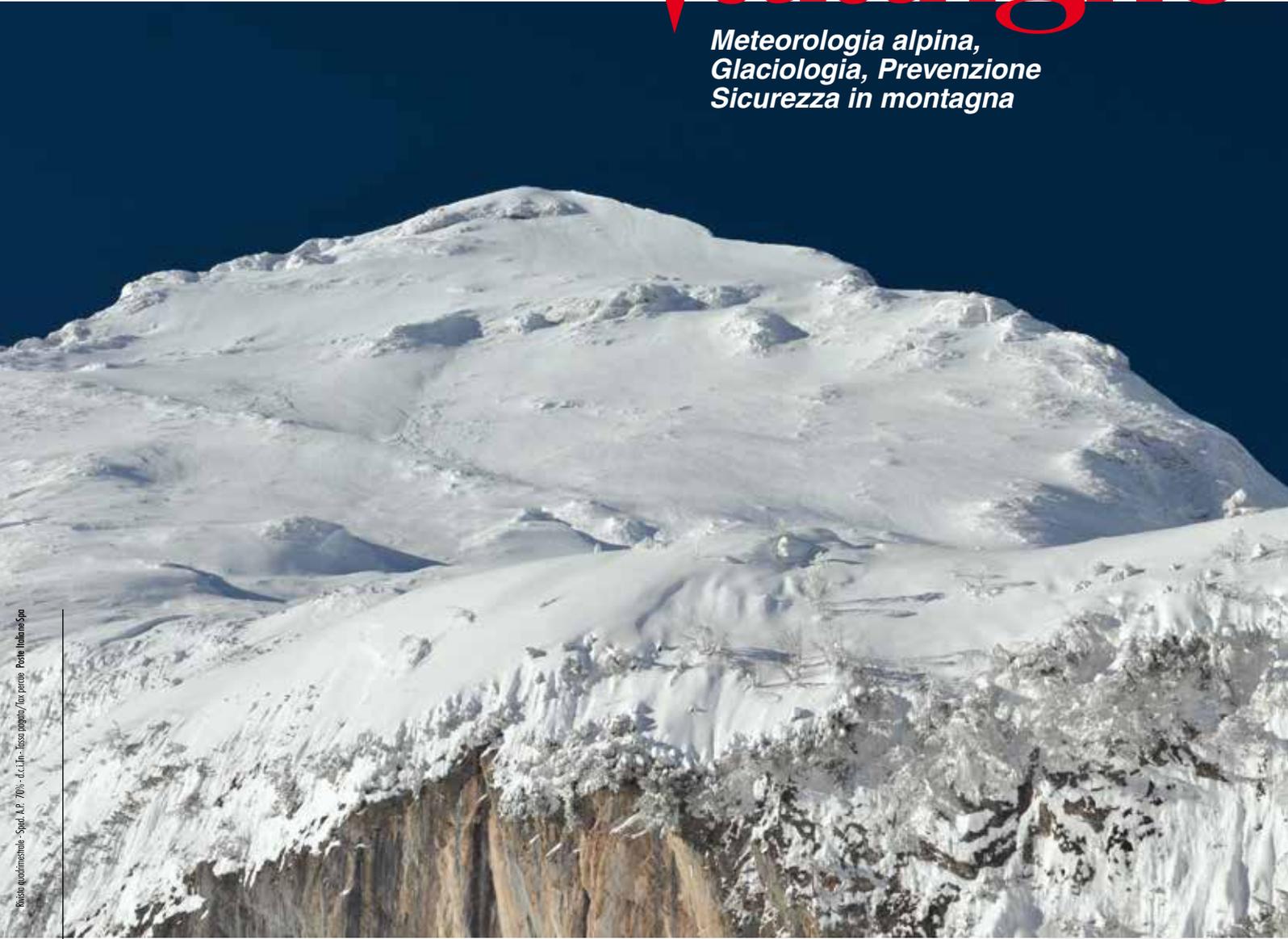


e Neve Valanghe

n° 86 - dicembre 2015

*Meteorologia alpina,
Glaciologia, Prevenzione
Sicurezza in montagna*



Le nevi delle Svalbard

Manto nevoso e temperatura del suolo

**Monitoraggio del manto nevoso
con dati MODIS**

**Distacco preventivo
nella ski area Padon-Marmolada**

Dalla pericolosità al rischio valanghe



**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. Amérique 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 Rischii Naturali
U.O. Centro Nivometeorologico
Via Monte Confinale 9 - 23032 Bormio (SO)
Tel. 0342 914400 - Fax 0342 905133
Bollettino Nivometeorologico
<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 494870 - 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
Viale Druso, 116 - 39100 Bolzano
Tel. 0471 416140 - Fax 0471 416159
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0471 270555
Tel. 0471 271177 anche self fax
<http://www.provincia.bz.it/valanghe>
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 Nivometeorologico
Tel. 049 8239399
<http://www.arpa.veneto.it>
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 8067743 - 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 2015: Euro 18,00
da versare sul c/c postale n. 14595383
intestato a: AINEVA
Vicolo dell'Adige, 18 - 38122 Trento

Direttore Responsabile

Anselmo CAGNATI
ARPA Veneto
Coordinamento redazionale:
ARPA Veneto

Comitato di redazione:

Luciano LIZZERO, Maria Cristina PROLA,
Mauro VALT, Giovanna BURELLI,
Elena BARBERA, Walter BEOZZO,
Stefano SOFIA, Alfredo PRAOLINI,
Fabio GHESER

Comitato scientifico editoriale:

Alberto TRENTI, Secondo BARBERO,
Daniele MORO, Maurizio FERRETTI,
Michela MUNARI, Giovanni PERETTI,
Valerio SEGOR

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: Michele Martinelli
*I pendii nord-orientali di Punta Serauta
(Marmolada)*

Lodovico Mottarella: 11
Alvise Tomaselli: 2, 47
Michel Isabellon: 48
Michele Martinelli: 48-49

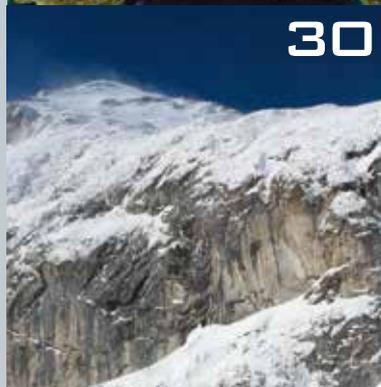
Se non diversamente specificato in didascalia le
foto contenute negli articoli sono degli autori.

Hanno collaborato a questo numero:

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

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 LE NEVI DI NY-ÅLESUND

■ M. Valt, R. Salvatori

14 EFFETTO DEL MANTO NEVOSO SULLA TEMPERATURA SUPERFICIALE DEL SUOLO

■ M. Isabellon, U. M. di Cella, G. Filippa,
P. Pogliotti, E. Cremonese e M. Freppaz

22 EURACSNOW MAPS

■ C. Notarnicola, M. Callegari, A. Costa,
L. De Gregorio, A. Jacob, C. Marin, R. Monsorno,
B. Ventura, M. Zebisch

30 IL SISTEMA DI DISTACCO PREVENTIVO DELLE VALANGHE NELLA SKI AREA PADON-MARMOLADA

■ M. Martinelli

38 DALLA PERICOLOSITÀ AL RISCHIO VALANGHE

■ I. Q. Valsecchi, A. Cucchi, S. Hagos



Durante l'ultima Assemblea AINEVA tenutasi a Milano il 25 novembre 2015 è stata deliberata, dando corso al normale avvicendamento alla presidenza dell'Associazione, la nomina del nuovo presidente nella persona di Cristiano Shaurli, Assessore alle risorse agricole e forestali della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia. Il cambio di staffetta avviene dopo oltre 2 anni di onorata attività svolta dall'Assessore alla Protezione Civile della Regione Lombardia Simona Bordonali che ne assume a propria volta la vicepresidenza, ciò per garantire una preziosa continuità del lavoro fino ad oggi svolto.

I temi ancora sul tavolo sono molteplici e particolarmente importanti, basti pensare ai rapporti in essere con il Dipartimento di Protezione Civile di Roma che vede AINEVA quale centro di competenza per le problematiche legate alle neve e alle valanghe di carattere nazionale e i rapporti intrinseci con il Meteomont riguardo i vari ambiti di collaborazione.

Già durante l'assemblea del 25 novembre il nuovo Presidente Shaurli è intervenuto in modo chiaro e incisivo riguardo al programma di attività dell'Associazione illustrato in tale sede per l'anno 2016, che vede AINEVA impegnata in vari fronti sia nazionali che internazionali su tematiche non solo di carattere scientifico ma anche prettamente tecnico, ciò al fine di valorizzare al massimo le eccellenze lavorative degli Uffici valanghe associati sfruttando l'esperienza e la professionalità di quanti in essa operano.

Daniele Moro
Coordinatore del CTD AINEVA

Le NEVI di NY-ÅLESUND BRØGGERHALVØYA ISOLE SVALBARD

Mauro Valt
ARPAV-DRST-SNV
Centro Valanghe di Arabba, Arabba
mauro.valt@arpa.veneto.it

Rosamaria Salvatori
CNR, Istituto sull'Inquinamento
Atmosferico, Roma
salvatori@iia.cnr.it

Nel periodo 1998-2015 sono stati effettuati oltre 190 rilievi stratigrafici del manto nevoso nell'area Ny-Ålesund (Brøggerhalvøya - Isole Svalbard) nell'ambito delle attività di ricerca del CNR presso la base scientifica di Ny-Ålesund – Dirigibile Italia. I rilievi sono stati effettuati ed archiviati secondo gli standard internazionali. L'analisi di oltre 1600 strati di neve ha permesso di delineare, per la zona artica alcune caratteristiche cristallografiche, dei grani: forme prevalenti, dimensioni medie, durezza e densità. I primi risultati evidenziano, per le nevi della Brøggerhalvøya, la prevalenza di cristalli sfaccettati FC, brina di profondità DH e di forme di transizione RGxf e FCxr. Inoltre sono stati osservati molti grani arrotondati RG dovuti all'azione del vento. La densità media della neve stagionale, determinata per la fine della stagione di accumulo, è di $311 \pm 86 \text{ kg m}^{-3}$, della neve pluriennale di $385 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$, per un valore medio generale di $346 \pm 45 \text{ kg m}^{-3}$. La copertura nevosa nell'area ha una durata, lungo la costa, di 7-8 mesi e con spessori generalmente inferiore ai 100 cm. La sequenza stratigrafica evidenzia la presenza di strati basali FC e DH e di sottili strati sovrastanti di IC e MF, che assieme alle caratteristiche generali del manto nevoso (durata e spessore) e alle caratteristiche meteorologiche dell'area, confermano la classificazione climatica in "High Arctic maritime snow climate" per le nevi occidentali delle isole Svalbard.



INTRODUZIONE

Nelle regioni artiche e subartiche i processi nivoglaciali sono attivi durante tutto l'anno e hanno un significativo impatto sull'ambiente.

Nel sistema nivoglaciale il manto nevoso e il ghiaccio sono gli elementi ambientali principali: il rilievo (altitudine, esposizione) e il clima ne determinano l'evoluzione regionale.

Alcune caratteristiche di questo sistema alle alte latitudini in climi marittimi delle isole Svalbard-Spitsbergen e dei Polar Urals, sono stati oggetto di studio già agli inizi del 1990 (Il'yina, 1991).

Gli effetti dell'accumulo di neve nelle isole Svalbard, in relazione alla topografia locale, sono stati discussi da Winther et al. (1998) e da Farnsworth (2013) mentre la variazione regionale dell'accumulo della neve, con le differenze sia nei gradienti latitudinali (S-N) sia longitudinali (E-W), relativamente al periodo 1997-1999, sono stati discussi da Sand et al. (2003).

Alcune dinamiche del manto nevoso stagionale in Artico sono state esposte anche da Bruland (2002) con la sperimentazione di modelli di simulazione della fusione del manto nevoso e della redistribuzione della neve ad opera del vento nell'area di Ny-Ålesund. Altri studi riguardano l'accumulo di neve lungo alcuni ghiacciai delle isole Svalbard per la determinazione del bilancio di massa e della sua variazione (es. Grabiec et al., 2006, Kohler 2007, Nuth et al. 2013). In queste campagne di misura sono stati effettuati profili del manto nevoso in diverse stagioni e in aree circoscritte (Moller et al. 2011).

Per quanto riguarda il ruolo del manto nevoso sui ghiacciai, Erath et al. (2005) hanno comparato 3 diversi modelli del manto nevoso (*Snowpack*, *SNtherm* e *Somars*) per simulare il ghiaccio sovrainposto lungo la linea di equilibrio del ghiacciaio Kongsvegen.

Moller et al. (2011) hanno illustrato le caratteristiche del manto nevoso nel Vestfonna e nel De Geerfonna (Nordauslandet, Svalbard) mediante la realizzazione di 22 profili del manto nevoso. L'analisi del manto nevoso ha riguardato la densità e

la durezza degli strati, l'evoluzione annuale del manto nevoso, la distribuzione spaziale, l'accumulo e i gradienti di *Snow Water Equivalent* (SWE) nelle due aree.

Leszkiewicz e Pulina (1999) hanno invece studiato le condizioni meteorologiche influenzanti la formazione del manto nevoso a Hornsund (*Polish Scientific Polar Station* 77°00'N, 15°33'E) e l'evoluzione del manto nevoso nella parte meridionale delle Svalbard. Per l'area di Hornsund sono stati presentati i gradienti verticali di precipitazione annuali e stagionali (inverno-estate), le diverse fasi della precipitazione nevosa durante la stagione invernale e alcuni profili stratigrafici del manto nevoso.

Anche Glowacki e Pulina (2000), negli studi sulle proprietà chimiche del manto nevoso, hanno investigato i profili stratigrafici delle Svalbard nei siti di Lomonosovfonna-Olav V Land (78°19'N, 17°30'E), Amundsenisen-Wedel Jarlsberg Land (77°15'N, 15°39'E), Kongsvegen-Kongsfjorden (78°48'N, 13°05'E), Fridjovbreen-Nordenskiold Land (77°52'N, 14°21'E), Hans Glacier in Hornsunf Fjord (77°05'N, 15°37'E), analizzando le precipitazioni delle stazioni di Barentsberg, Hornsund e Ny-Ålesund. Eckerstorfer & Christiansen (2011, 2012), a partire dall'analisi dei profili del manto nevoso, hanno definito il clima delle Svalbard centrali come 'High Arctic maritime snow climate' con presenza di un manto nevoso sottile, ma con una alta variabilità spaziale, freddo (-20 °C) e duro per gran parte dell'inverno.

Da tutti questi lavori se ne deduce che le caratteristiche stratigrafiche del manto nevoso sono il risultato di una complessa interazione di processi atmosferici e superficiali. Queste interazioni determinano non solo la quantità di acqua immobilizzata come neve ma anche le condizioni del manto nevoso (grani, densità, etc.) e la sua evoluzione (Callaghan et al. 2011). È stato inoltre sottolineato da vari autori come i fattori che influenzano maggiormente l'andamento stagionale del manto nevoso nella regione artica delle isole Svalbard, oltre alle basse temperature, al vento e alle forti variazioni stagionali di irraggiamento, siano:

- la corrente calda dell'Atlantico nord, che penetra nel mare di Barents da sud-ovest;
- la circolazione delle basse pressioni da sud-ovest che trasporta aria calda e umida in Artico.

Ne deriva che, considerando le Svalbard nel loro complesso, la temperatura media annuale (-3,9 °C a Isfjordi Radio e -6,4 °C a Ny-Ålesund) è circa 6-7 °C più alta delle zone della Groenlandia alle stesse latitudini.

Questi elementi (temperature miti e aria tiepida e umida) regolano il regime delle precipitazioni (Forland and Hanssen-Baur, 2003) che da settembre a maggio sono prevalentemente di tipo nevoso anche se non sono inusuali piogge durante la stagione invernale che caratterizzano la struttura del manto nevoso, come evidenziato anche da Eckerstorfer & Christiansen (2012). La media annuale delle precipitazioni è di circa 400 mm totali lungo la costa occidentale (385 mm Ny-Ålesund) e decresce a 200-300 mm verso l'interno delle isole (190 mm Longyearbyen) (Sand et al., 2003); in ogni caso le precipitazioni sono comunque mediamente maggiori delle altre zone dell'Artico alle stesse latitudini (Steffensen, 1982).

Alcuni profili effettuati a Brøggerhalvøya, nelle stagioni primaverili 1997-1998, sono stati analizzati da diversi autori (Winther et al. 1997, Casacchia et al. 2001 Gerland 1999 a,b) e messi in correlazione alla formazione di ghiaccio marino (Gerland et al. 1999a) e al permafrost (Gerland et al. 1999b); in quest'ultimo caso si è anche visto come spessore e tipologia di neve al suolo svolgano una funzione vitale nell'evoluzione del biotopo nell'ambiente di tundra artica.

Nell'area della Brøggerhalvøya le caratteristiche della struttura verticale del manto nevoso stagionale sono pertanto di notevole importanza per comprendere i meccanismi che regolano la sua evoluzione in un ambiente lungo la costa lambita dalla corrente del golfo ma situata in ambiente di Alto Artico. Questa tipologia climatica è difficilmente rinvenibile in altre aree oltre il Circolo polare artico.

OBIETTIVO DEL LAVORO

Nel 1997 il Consiglio Nazionale delle Ricerche italiano (CNR) ha iniziato la sua attività di ricerca a Ny-Ålesund (Svalbard) aprendo la base scientifica *Dirigibile Italia*. Numerose sono le ricerche scientifiche svolte fino ad oggi (<http://www.polarnet.cnr.it/content/view/162/58/lang,it/>) e che hanno interessato anche l'interazione del manto nevoso con l'atmosfera, il suolo e l'ambiente artico in generale.

In particolare dal 1998 al 2015 sono stati effettuati oltre 190 profili del manto nevoso nella zona di Brøggerhalvøya seguendo gli standard internazionali (Fierz et al. 2009).

Questi profili costituiscono un prezioso set di dati sulle caratteristiche della neve nella regione artica.

Pertanto, in considerazione dell'importanza del manto nevoso nel sistema nivoglaciale artico e regionale delle isole Svalbard, con il presente lavoro si vogliono presentare le caratteristiche della neve nella regione costiera occidentale della Brøggerhalvøya (Ny-Ålesund).

AREA DELLA RICERCA

L'area della ricerca è localizzata nei dintorni di Ny-Ålesund, lungo la Brøggerhalvøya (penisola di Brøgger)-(Oscar II Land) nella parte nord-orientale dell'arcipelago delle isole Svalbard (74-81°N, 10-35°E, superficie di 63,000 Km²)-(Fig. 1).

Ny-Ålesund, che si affaccia lungo il Kongsfjorden, è situata a 78°55'N, 11°56'E, sulla costa occidentale di Spitsbergen, l'isola più grande dell'arcipelago delle Svalbard. L'insediamento è la sede permanente di circa 35 persone che servono la stazione di ricerca tutto l'anno (www.kingsbay.no).

La Brøggerhalvøya, disposta lungo un asse SE-NW è delimitata dal Kongsfjorden e dalla Prins Karls Forland ed è caratterizzata da diversi ghiacciai vallivi (Austre - Midtre - Vestre Lovénbreen, Austre Brøggerbreen, etc.); la cima più elevata è il Geelmuydentoppen 1017 m s.l.m..

Alcuni rilievi sono stati effettuati anche in aree limitrofe lungo i ghiacciai Kongsbre-



Fig. 1 - Le isole Svalbard.

en, Comfortlessbreen e Høltedahlfonna (1125 m s.l.m.)

METODO

I profili del manto nevoso sono stati realizzati tutti nei mesi di aprile e maggio nel periodo 1998-2015. I profili sono stati effettuati in aree indisturbate dal passaggio delle motoslitte (profili itineranti) o in campi neve delimitati nel caso di ricerche che richiedevano la ripetizione dei profili a pochi giorni di distanza.

Per ogni profilo stratigrafico sono stati acquisiti i dati relativi ad ogni strato individuato: spessore, durezza, densità, tipo e dimensione dei grani/cristalli e temperatura secondo gli standard internazionali (Fierz et al. 2009). La stratificazione del manto nevoso è stata individuata mediante l'osservazione della variazione della durezza degli strati e l'osservazione delle forme dei grani. In particolare la durezza degli strati del manto nevoso (R) è stata determinata usando il test della mano e in singoli casi è stata utilizzata anche la sonda battage (Cagnati, 2003).

La densità del manto nevoso (ϕ) è stata determinata per carotaggio orizzontale di ogni singolo strato, usando un tubo carotatore in metallo da 0,125 l e dal diametro di 25 mm per poter misurare anche gli strati più sottili.

La tipologia di grani di ogni strato (FF) è stata identificata mediante l'osservazione con una lente di ingrandimento su una piastrina cristallografica, distinguendo fra la classe principale e la sottoclasse evolutiva dei grani (Fierz et al. 2009, www.snowcrystals.it); per ogni tipologia è stato determinato anche il valore della

dimensione media (EE)-(Fierz et al. 2009) mediante l'osservazione diretta con lente di ingrandimento. La temperatura del manto nevoso è stata misurata ogni 10 cm di spessore di neve utilizzando un termometro digitale.

Tutti i dati dei profili del manto nevoso sono stati archiviati con il software YetiNik (Valt et al. 2012) secondo gli standard internazionali (Fierz et al. 2009).

Il software, multilingua, è utilizzato dai servizi valanghe italiani afferenti all'AlNEVA per l'inserimento, verifica, elaborazione, archiviazione e visualizzazione dei dati dei profili del manto nevoso.

I profili realizzati nelle prime spedizioni scientifiche e archiviati con altri software sono stati importati.

DATA SET

Per analizzare l'evoluzione stagionale del manto nevoso nell'area di studio sono stati utilizzati i dati di altezza neve (HS) misurati presso la stazione meteorologica di Ny-Ålesund (99910) (Latitudine: 78.923 N Longitudine: 11.9333 E, Quota: 8 m, Stazione nr.: 99910 WMO nr. 01007, operativa dal 1974-07-26) ed estratti dalla banca dati: <http://eklima.met.no>

Per lo studio delle caratteristiche del manto nevoso, della cristallografia e delle caratteristiche fisico meccaniche del manto nevoso, sono stati utilizzati i dati dei profili del manto nevoso realizzati fra il 1998 e il 2015 lungo la penisola e i ghiacciai adiacenti, attualmente archiviati sui server del ARPA-Centro Valanghe di Arabba (Valt et al., 2012) e del CNR-IIA, su quest'ultimo corredati con le firme spettrali della superficie (tlr.ii.cnr.it/Sispec.htm).

I profili del manto nevoso sono stati eseguiti in 9 diverse campagne di misura (Fig. 2).

In alcune campagne sono stati eseguiti profili nello stesso sito ma breve distanza di tempo (1-3 giorni) per studiare l'evoluzione del manto nevoso con i parametri meteorologici locali. Questi rilievi sono 3 nel 2001 (Ny-Ålesund), 8 nel 2010 (Ny-Ålesund - Gruevabadet), 55 nel 2011 (Ny-Ålesund - Gruevabadet, Ny-Ålesund - Climate Change Tower e Ny-Ålesund - Brøggerhalvøya) e 10 nel 2013 (Ny-Ålesund - Gruevabadet).

In altri 11 casi sono stati ripetuti 1-3 profili nello stesso sito lungo la penisola.

Nel caso di più profili ravvicinati nel tempo o effettuati nello stesso luogo, si è scelto di selezionare il profilo più rappresentativo della situazione locale.

Sulla base di questi parametri, è stato realizzato un data base di 100 profili del

manto nevoso eseguiti lungo la costa della Brøggerhalvøya, i ghiacciai Austre Brøggerbrenn, Midtre Lovénbreen, Austre Lovénbreen e Kongswegen e singoli rilievi nei siti più distanti di Comfortlessbreen e Holtedahlfonna, nelle diverse spedizioni scientifiche succedutesi nei diversi anni.

Dal punto di vista altimetrico, 34 rilievi sono ubicati nelle fasce altimetriche 0 (pack) - 100 m s.l.m., 33 nelle fasce altimetriche 101 - 400 m s.l.m. e i rimanenti 33 fra i 401 m e i 1125 m s.l.m..

Il sito di misura più elevato è Holtedahlfonna (1125 m s.l.m.).

Lo spessore massimo di neve indagato è stato di 295 cm nel sito di Holtedahlfonna (1125 m s.l.m.) e il valore medio di altezza dei profili del manto nevoso di 96 cm di neve.

I profili di sola neve stagionale presenti nel data base sono 44 con un'altezza (HS) media di 55 cm, mentre i rimanenti 56 profili con neve stagionale e pluriennale hanno uno spessore (HS) medio di 130 cm, dei quali 50 cm di neve stagionale e 80 cm di neve pluriennale.

ANALISI DEI RISULTATI

Nei 100 profili selezionati per questo lavoro, sono presenti ben 1602 strati del manto nevoso, le cui caratteristiche sono

state analizzate nel dettaglio e i risultati riportati di seguito in funzione dei singoli parametri analizzati.

Densità del manto nevoso (ρ)

La densità media del manto nevoso per la Brøggerhalvøya è stata determinata utilizzando il valore di densità medio di ogni rilievo del manto nevoso. La media dei valori dei 100 profili del data base ha indicato per la Brøggerhalvøya, un valore di $346 \pm 45 \text{ kg m}^{-3}$, inferiore alle nevi di ghiacciaio o annuali individuate nel Vestfonna e pari a $388 \pm 45 \text{ kg m}^{-3}$ (Moller et al., 2011) o determinato genericamente per la neve della Spitsbergen di 375 kg m^{-3} da Sand et al. (2003).

Questo valore, inferiore a quanto proposto da Moller e Sand, è dovuto all'elevata presenza di rilievi con neve stagionale nel data set. Per poter comprendere i valori di densità della neve stagionale e dalla neve pluriennale della Brøggerhalvøya, si è provveduto ad individuare gli strati dell'ultima stagione e quelli della neve pluriennale. Questa separazione è stata fatta in base all'esperienza dell'osservatore in campo che ha annotato nei profili questa differenza. Ad esempio, nei profili a bassa quota, lo strato di separazione corrisponde ad una crosta da fusione e rigelo (MFcr) o ad una massa di ghiaccio (IF) molto compatta dovute alla fusione estiva. I valori così calcolati hanno dato per la neve stagionale una densità di $311 \pm 86 \text{ kg m}^{-3}$ mentre per le nevi annuali di $385 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$, valore questo ultimo come indicato in bibliografia.

Per quanto riguarda le diverse fasce altimetriche (Fig. 3) non ci sono sostanziali differenze dei valori di densità del manto nevoso, eccetto per le nevi stagionali nella fascia 101-400 m s.l.m. risultate mediamente a densità inferiore.

Tipologia di grani (F)

Nei 1602 strati del manto nevoso analizzati le forme dei grani prevalenti sono risultate i cristalli sfaccettati (FC) con il 22,4% (Fig. 4). Queste forme sono state osservate sia negli strati superficiali del manto nevoso a bassa quota che in quota, spesso rico-

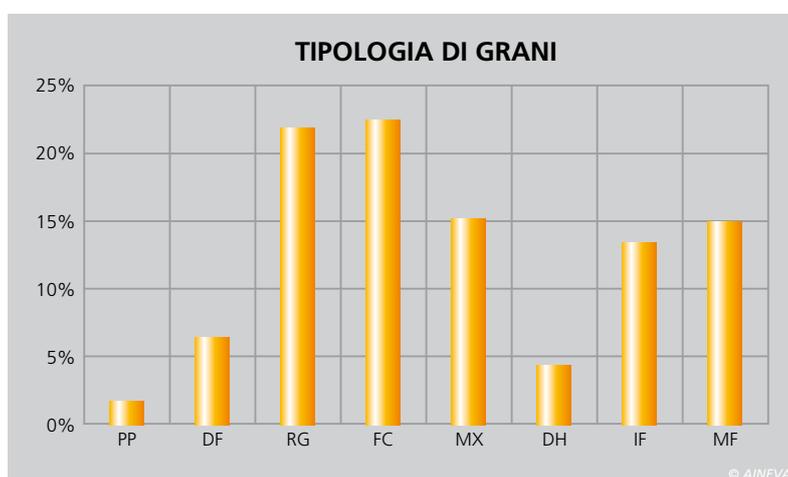
Fig. 2 - Rilievi del manto nevoso eseguiti nelle diverse spedizioni scientifiche.

Primavera	Numero rilievi
1998	6
2000	8
2001	21
2003	14
2010	14
2011	64
2012	21
2013	41
2015	1

Fig. 3 - Densità media del manto nevoso per fasce altitudinali con la differenziazione fra la neve stagionale e quella pluriennale.

Range altitudine	media	DV.ST	media	DV.ST	media	DV.ST
	kgm^{-3}		Neve Pluriennale kgm^{-3}		Neve Stagionale kgm^{-3}	
0-100 m s.l.m.	343	58	= =		315	85
101-400 m s.l.m.	352	32	386	67	300	82
> 400 m s.l.m.	344	35	384	55	324	76
TOTALE	346	45	385	60	311	60

Fig. 4 - Percentuale della tipologia di grani presenti negli strati utilizzati nei 100 profili campione del manto nevoso.



perle da strati di grani arrotondati (RG) o al di sotto di croste o di masse di ghiaccio (IF). Le forme RG sono state osservate nel 21,8% dei casi, sia come neve ventata che come prodotto del metamorfismo da basso gradiente.

Le forme miste, grani arrotondati con poche facce (RGxf) e cristalli sfaccettati con recente arrotondamento delle facce (FCxr) sono state osservate nel 15% degli strati, sia vicino alla superficie che in profondità. Eckerstorfer & Christiansen (2011), nell'area di Longyearbyen e nelle due stagioni invernali 2007-2008 e 2008-2009, avevano rilevato una dominanza di queste tipologie di forme nella struttura del manto nevoso con ben il 23% delle forme.

La brina di profondità (DH) è presente nella percentuale del 4,3% degli strati del database e la brina di superficie (SH) in pochi singoli casi.

La neve di precipitazione (PP) e le particelle decomposte e frammentate (DF) sono presenti solo nella quantità dell'8% degli strati quindi un po' meno rispetto al 17% delle osservazioni di Eckerstorfer & Christiansen.

Questo può essere spiegato col fatto che le osservazioni nell'area della Brøggerhalvøya sono state effettuate nella tarda primavera e all'inizio della stagione della fusione e non durante tutta la stagione invernale come Eckerstorfer & Christiansen (2011).

Infatti, sono molti gli strati formati da forme e croste da fusione (MF) e da masse di ghiaccio (IF) (il 14,9% e il 13,4%, rispetto al 9% e al 12% delle osservazioni di Eckerstorfer & Christiansen (2011) tipiche sia di eventi di pioggia sia di aumenti della temperatura con processi da fusione.

La densità delle varie forme dei grani varia dai valori medi di $121 \pm 37 \text{ kg m}^{-3}$ delle forme PP ai $354 \pm 52 \text{ kg m}^{-3}$ delle forme miste il cui maggior contributo è dato dalle forme RGxf ($354 \pm 52 \text{ kg m}^{-3}$) rispetto alle forme FCxr ($335 \pm 31 \text{ kg m}^{-3}$).

Le forme FC hanno una densità media di ($330 \pm 52 \text{ kg m}^{-3}$) (Fig. 5).

Dimensioni dei grani (E)

Le dimensioni medie dei cristalli (Fierz et

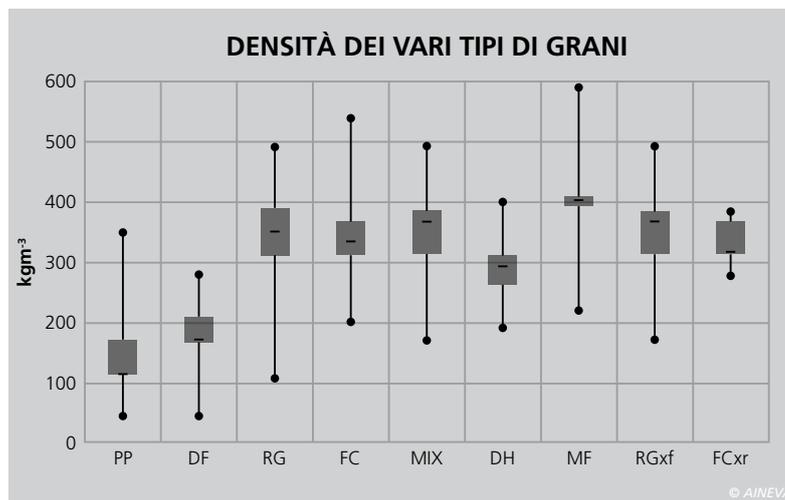


Fig. 5 - Densità della neve in relazione alla forma dei cristalli degli strati (1604 strati di neve).

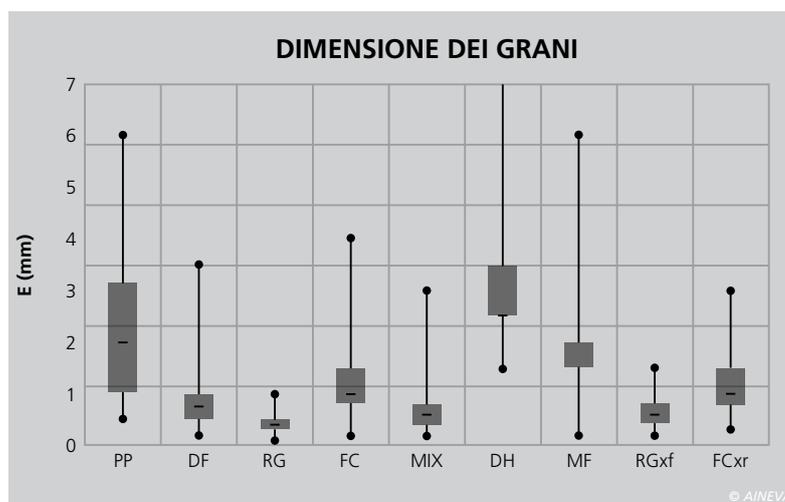


Fig. 6 - Dimensione dei grani espresso in mm.

al. 2009) sono state determinate mediante l'osservazione diretta con lente di ingrandimento sulla piastrina cristallografica.

La maggior parte dei grani osservati nel manto nevoso hanno dimensioni medie inferiori ad 1 mm. I grani arrotondati (RG), hanno dimensioni medie di $E=0,4 \text{ mm}$, le forme miste (RGxf e FCxr) leggermente superiori ($E=0,6 \text{ mm}$) e i cristalli sfaccettati (FC) di 1 mm (Fig. 6). Le forme di brina di profondità (DH) sono state osservate piccole ma anche ben sviluppate con diametri prossimi ai 10 mm . Queste forme (RG, FC, DH, RGx e FCxr) rappresentano il 65% degli strati del manto nevoso osservati. La dimensione media delle particelle di precipitazione (PP) è di $E=2,0 \text{ mm}$ e delle particelle di precipitazione decomposte e frammentate (DF) di $E=0,8 \text{ mm}$, conseguenza dell'evoluzione delle PP per basso gradiente di temperatura o per l'azione del vento.

Le forme di neve umida (MF) hanno dimensioni medie dei policristalli di $E=2,0 \text{ mm}$.

Durezza della neve (R)

La durezza degli strati del manto nevoso è stata definita con il test della mano (Fierz et al., 2009). La durezza più frequentemente osservata negli strati di neve della Brøggerhalvøya è stata dell'indice "medio" e "dura" (Fig. 7) che corrisponde ad una neve con densità di $333 \pm 62 \text{ kg m}^{-3}$ e di $362 \pm 59 \text{ kg m}^{-3}$.

La durezza "media" è stata riscontrata soprattutto negli strati formati da cristalli FC e RG e da grani RG e MIX (RGxf and FCxr). Gli strati formati da grani MIX (RGxf e FCxr) hanno evidenziato l'indice di durezza superiore "dura" con una densità media di $362 \pm 59 \text{ kg m}^{-3}$.

La durezza "dura" è stata riscontrata anche in molti strati formati da grani RG. Le durezze più elevate "molto dura" e "ghiaccio" sono state osservate negli strati formati da MF e IF. Strati di durezza "soffice" sono stati rinvenuti frequentemente nella neve superficiale, formati da cristalli DF e PP ma anche in molti strati

Fig. 7 - Durezza del manto nevoso e tipi di grano.

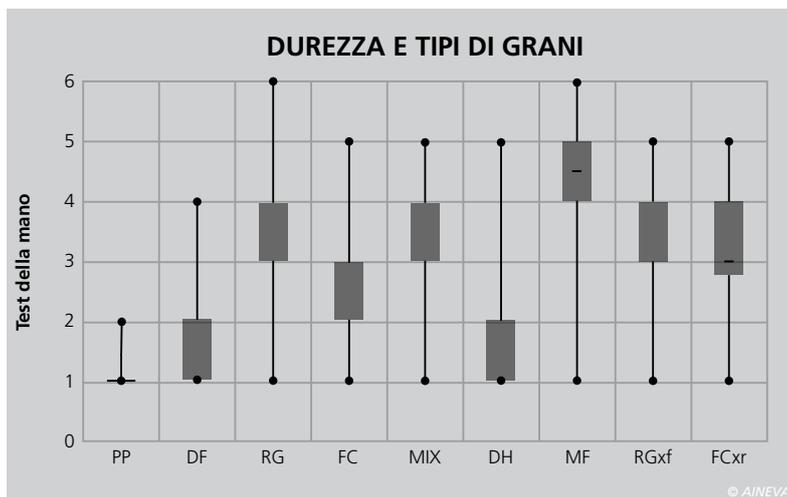
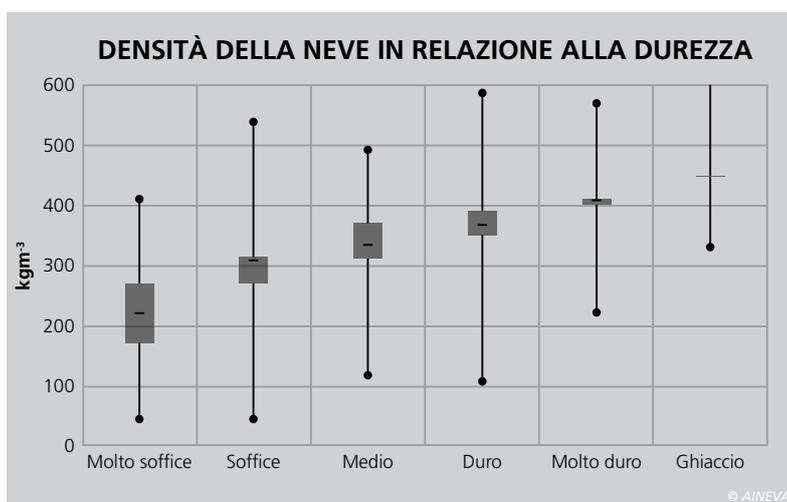


Fig. 8 - Densità della neve in relazione alla sua durezza.



interni di FC e DH. La durezza "soffice" è stata individuata più frequentemente con strati di neve di PP ma anche di DF e DH. (Figure 9). In generale la maggior frequenza di strati con indici di durezza "media" e "dura" riscontrata nelle nevi della Brøggerhalvøya è stata riscontrata anche da Eckerstorfer e Christiansen (2011) nelle nevi stagionali di Longye-arbyen con una densità comparabile ai valori di 380 kg m^{-3} delle isole Svalbard indicati da Sand et al. (2003).

STRUTTURA DEL MANTO NEVOSO E DISCUSSIONE

Per la stazione di Ny-Ålesund (WMO n. 99910) sono disponibili i dati di altezza della neve al suolo (HS) (<http://eklima.met.no>) dal 2009 al 2015 (Fig. 8). I grafici lineari dell'andamento da ottobre a giugno evidenziano che da ottobre alla metà circa di gennaio, lo spessore della neve al suolo è generalmente inferiore ai 20 cm

e frequentemente con un andamento irregolare come nelle stagioni 2010, 2012, 2013 e 2015. La riduzione degli spessori in queste annate o la temporanea scomparsa della neve è dovuta al vento, a bruschi innalzamenti della temperatura con la fusione della neve e/o a piogge invernali. Sulla base dei dati a disposizione, si può affermare che il manto nevoso si forma in modo regolare dalla metà di gennaio in poi per raggiungere il suo massimo spessore (HS_{max}), dai 30 agli 80 cm, nel mese di aprile, con la stagione 2014 molto nevosa e un massimo di 131 cm di HS_{max} . La stagione della fusione del manto nevoso stagionale inizia generalmente nella seconda metà del mese di maggio per concludersi a giugno inoltrato. La durata media della neve al suolo nelle 6 stagioni, da ottobre a giugno, è quindi di 223 giorni (7-8 mesi). I rilievi della stratigrafia del manto nevoso presentati in questo lavoro e disponibili per il sito di Ny-Ålesund, sono relativi al

periodo precedente all'inizio della fusione del manto nevoso e pertanto la struttura del manto nevoso è la risposta dell'accumulo stagionale e dell'andamento climatico della stagione invernale e dell'area nel suo insieme.

Gli anni in cui si hanno a disposizione i profili del manto nevoso sono: 1998, 2000, 2001, 2003, 2010, 2011 e 2015.

L'analisi della disposizione degli strati del manto nevoso e la loro successione dal terreno verso l'alto ha messo in evidenza alcune caratteristiche ricorrenti in quasi tutti i profili eseguiti (Fig. 10).

In generale il manto nevoso alla fine di aprile-inizio di maggio, presenta alla base a contatto con il terreno, strati di cristalli sfaccettati (FC) e brina di profondità (DH), alternati a strati di ghiaccio (IF) o forme fuse (MF) e in superficie di neve ventata formati da grani arrotondati (RG).

Gli strati di cristalli sfaccettati (FC) e di brina di profondità (DH) si formano nel periodo in cui il manto nevoso ha spessori ridotti e il gradiente di temperatura all'interno della neve è significativo e favorisce la crescita cinetica dei grani.

In genere questa neve è l'accumulo dei mesi da novembre a gennaio; in mancanza di questo strato la base del manto nevoso è formata da strati duri e compatti di forme fuse (MF) o formazione di ghiaccio (IF).

Sopra di questi strati di FC e DH, sono stati osservati strati sottili ($L=1-2 \text{ cm}$) di formazione di ghiaccio (IF) conseguenti a delle piogge invernali che hanno umidificato lo strato di neve superficiale (con la formazione di croste da pioggia) o a temporanei e bruschi innalzamenti della temperatura dell'aria con valori positivi. Queste croste da pioggia (IFrc) e croste da fusione e rigelo (MFcr) formano un'ulteriore barriera al flusso di vapore interno del manto nevoso favorendo lo sviluppo di strati intermedi di FC, spesso molto grandi ($E>1,5 \text{ mm}$).

In superficie sono frequenti strati duri formati da grani molto piccoli grani arrotondati (RG) dovuti all'intensa azione del vento e più raramente a processi di basso gradiente.

CLASSIFICAZIONE CLIMATICA DELLA NEVE STAGIONALE DELLA BRØGGERHALVØYA

Sturm et al. (1995) hanno proposto una classificazione climatica della neve stagionale al suolo sulla base di alcune caratteristiche del manto nevoso: la presenza di strati di brina di profondità (DH), la % di strati di ghiaccio nel profilo del manto nevoso, lo spessore medio, la temperatura della neve, la durata in mesi della copertura nevosa.

Eckerstorfer e Christiansen (2011), sulla base delle indicazioni per la classificazione climatica di Sturm et al. (1995) e dei rilievi effettuati nell'area di Longyearbyen nelle stagioni invernali 2007-2008 e 2008-2009, hanno proposto un'evoluzione e modificazione della classificazione climatica "tundra" dello stesso Sturm et al. (1995).

La classificazione in "tundra" è caratterizzata dalla presenza nel manto nevoso di strati di brina di profondità (DH), alternati a formazione di ghiaccio dovute a temporanei riscaldamenti o piogge invernali, spessori ridotti del manto nevoso e durata della copertura nevosa di 6-8 settimane. Eckerstorfer e Christiansen (2011), analizzando i profili del manto nevoso, la forma dei grani, la loro dimensione, la durezza della neve e la durata della copertura nevosa delle nevi intorno a Longyearbyen, hanno indicato la classificazione climatica "High Arctic maritime snow" per le nevi delle Svalbard. Questa nuova tipologia di clima è caratterizzata da un manto nevoso freddo e non molto spesso (HS=10-75 cm), con frequenti strati di brina di profondità (DH) e un significativo numero di strati di ghiaccio (IF) dovuti all'influenza del tempo meteorologico marittimo durante l'intera stagione della presenza della neve con una copertura nevosa che dura dai 7 ai 10 mesi all'anno.

Le caratteristiche riscontrate nei profili del manto nevoso lungo la Brøggerhalvøya e quindi nei dintorni di Ny-Ålesund, concordano con le osservazioni di Eckerstorfer e Christiansen (2011).

La struttura del manto nevoso osservata nelle diverse stagioni evidenzia la ricorrenza di strati DH e FC alternati a frequenti strati di IF/MF, spessori del manto nevoso inferiori ai 100 cm, una densità media fra i 340 e i 380 kg m⁻³ e una durata della

copertura nevosa dai 7 agli 8 mesi.

CONCLUSIONI

Con questo lavoro sono state presentate alcune caratteristiche fisiche dei grani e cristalli delle nevi della Brøggerhalvøya

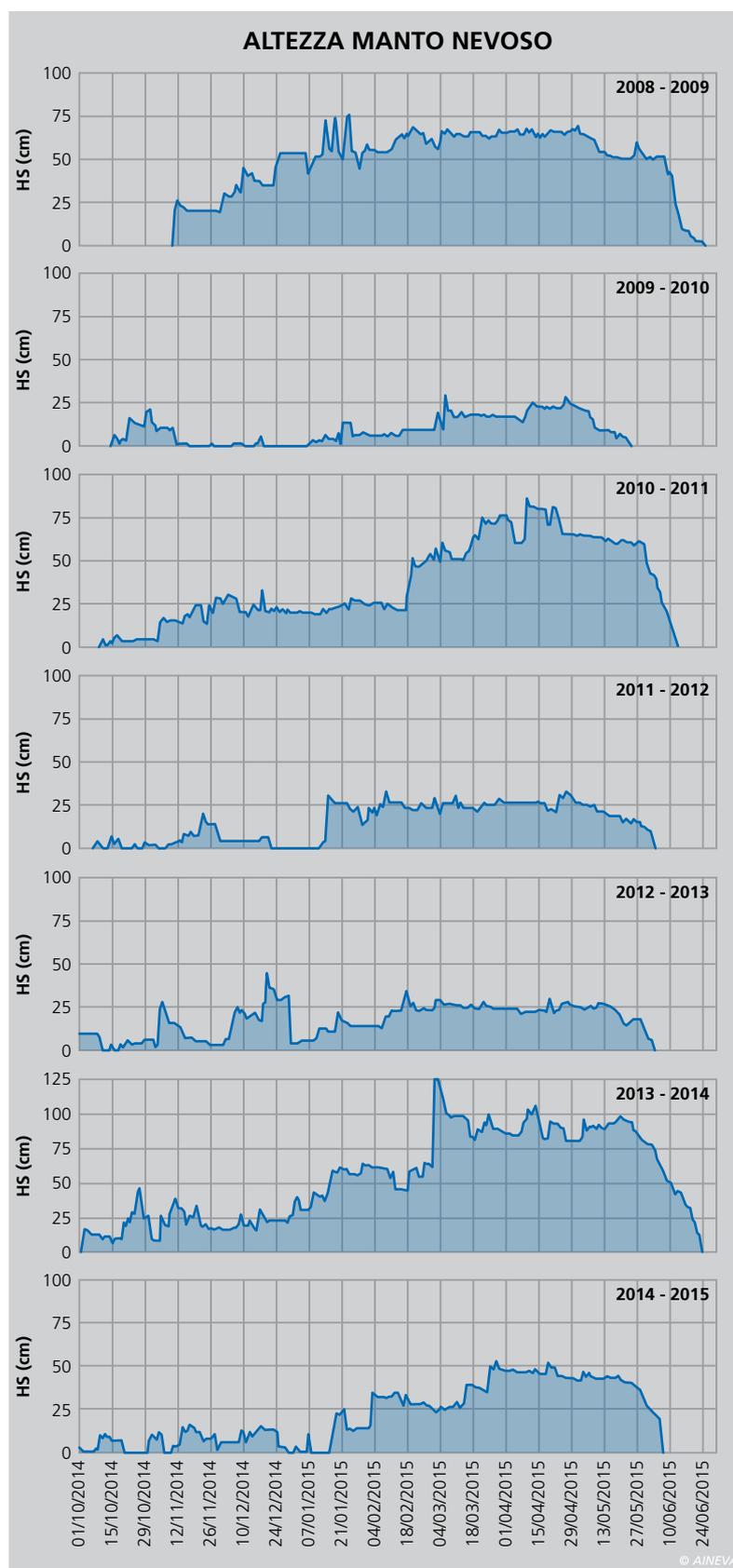
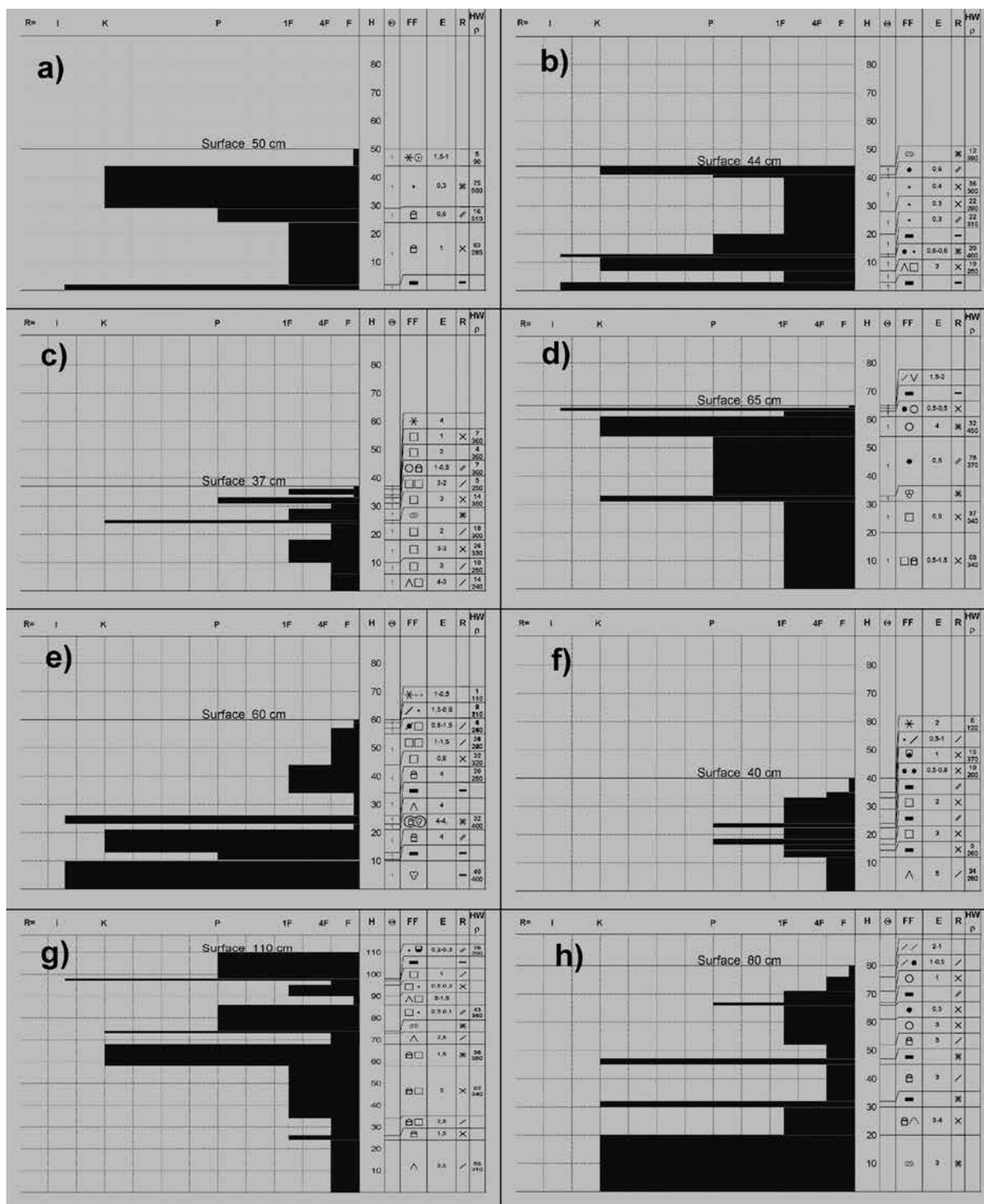


Fig. 9 - Altezza neve a Ny-Ålesund (99910) (Latitude: 78.923N Longitude: 11.9333E Elevation: 8 Station nr.: 99910 WMO nr.: 01007 Operational from: 1974-07-26) Data from <http://eklima.met.no>.

Fig. 10 - Profili del manto nevoso eseguiti a Ny-Ålesund nelle diverse spedizioni: a) 1998.04.24, osservatore A. Cagnati, b) 2000.05.03, R. Zasso, c) 2001.04.23, M. Valt, d) 2003.05.06, M. Valt, e) 2010.04.23, M. Valt, f) 2011.04.14, R. Salvatori - M. Valt, g) 2013.04.22, A. Spolaor - J. Gabrieli, h) 2015.05.20, R. Salvatori - M. Valt



derivati da un data set di 100 profili del manto nevoso realizzati in diverse spedizioni scientifiche nell'arco di 18 anni (1998-2015). Le caratteristiche della neve stagionale come durezza, forma e dimensione dei grani, densità per tipologia di strati della neve, potranno essere utili per comprendere l'evoluzione delle nevi stagionali delle isole Svalbard e per migliorare lo studio dei processi di controllo dei modelli di simulazione del manto nevoso per l'Alto Artico.

I valori di densità del manto nevoso individuati per l'area è di $346 \pm 45 \text{ kg m}^{-3}$ e l'analisi dei profili del manto nevoso ha permesso di evidenziare la netta differenza dei valori di densità fra le nevi pluriannuali ($385 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$) e le nevi stagionali di fine aprile ($311 \pm 86 \text{ kg m}^{-3}$), che hanno valori più bassi. Questo permetterà, per l'area delle Svalbard centrali e le aree sulla costa occidentale, di migliorare la stima dello SWE locale e il calcolo dei bilanci di massa dei ghiacciai situati lungo la costa

e ancora ricoperta di neve stagionale. Le caratteristiche strutturali del manto nevoso della Brøggerhalvøya hanno evidenziato la frequente presenza di strati formati da cristalli FC e DH alternati a MF o IF, dovute a piogge invernali e/o a bruschi e temporanei innalzamenti della temperatura conseguenti a flussi di aria mite. Queste caratteristiche del manto nevoso stagionale, assieme a bassi spessori e ad una durata della neve stagionale di circa 7-8 mesi, sono in accordo con la classifica-

zione climatica proposta da Eckerstorfer e Christiansen (2011) in "High Arctic maritime snow climate" anche per l'area di Brøggerhalvøya e di Ny-Ålesund, ubicata lungo la costa e più a nord di Longyearbyen.

RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è stato reso possibile dalla collaborazione di tante persone che in diverso modo hanno collaborato o partecipato alle spedizioni scientifiche presso

la base del CNR di Ny-Ålesund. Un particolare ringraziamento a Ruggero Casacchia, Anselmo Cagnati, Roberto Sparapani, Jacopo Gabrieli, Renato Zasso, Andrea Spolaor e alla guida artica Steano Poli.

Bibliografia

■ Boike J., Roth K., Ippisch O. (2003). Seasonal snow cover on frozen ground: Energy balance calculations of a permafrost site near Ny-Ålesund, Spitsbergen, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 108, NO. D2, 8163, doi:10.1029/2001JD000939, 2003

■ Bruland O., Sand K., Killingtveit A., (2001). Snow Distribution at a High Arctic Site at Svalbard. *Nordic Hydrology*, 32(1), 2001, 1-2

■ Casacchia R., Lauta F., Salvatori R., Cagnati A., Valt M., Orbek J.B. (2001). Radiometric investigation on different snow covers in Svalbard, *Polar Research* 20(1), 13-22

■ Cagnati A. (2003). Sistemi di Misura e metodi di osservazione nivometeorologici. AINEVA, Trento, 186 pp

■ Callaghan et al. (2011). The Changing Face of Arctic Snow Cover: A Synthesis of Observed and Projected Changes, *AMBIO* (2011) 40:17-31 DOI 10.1007/s13280-011-0212-y

■ Christiansen H. H., Humlum O., Eckerstorfer M. (2013). Central Svalbard 2000-2011 Meteorological Dynamics and Periglacial Landscape Response, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol. 45, No. 1, 2013, pp. 6-18.

■ Derksen C., Brown R., MacKay M. (2008). Mackenzie basin snow cover: Variability and trends from conventional data, satellite remote sensing, and Canadian regional climate model simulations. In *Cold region atmospheric and hydrologic studies, the Mackenzie GEWEX experience*, ed. M.K. Woo, 213-240. Berlin: Springer.

■ Eckerstorfer M. (2012). Snow avalanches in central Svalbard: A field study of meteorological and topographical triggering factors and geomorphological significance. Ph.D. Thesis Longyearbyen, 2012. Arctic Geology Department, The University Centre in Svalbard, Norway

■ Eckerstorfer M., Christiansen H.H. (2011a). Relating meteorological variables to the natural slab avalanche regime in High Arctic Svalbard. *Cold Regions Science and Technology* Volume 69, Issues 2-3, December 2011, Pages 184-193

■ Eckerstorfer M., Christiansen H.H. (2011b). The "High Arctic Maritime Snow Climate" in Central Svalbard Arctic, Antarctic, and Alpine Research 43 (1), 11-21

■ Erath S., Obleitner F., Grueull W. (2005). Comparative Simulations of Snow and superimposed ice at the Kongsvegen Glacier, Svalbard. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 10029, 2005 SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-10029

■ Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. (2009). The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paris

■ Forland E. J., Hanssen-Bauer (2003). Past and future climate variations in Norwegian Arctic: overview and novel analyses. *Polar Research* 22(2), 113-124

■ Gerland S., Winther J.G., Orbaek J.B., Liston G.E., Oristland N., Blanco A., Ivanov B. (1999a). Physical and optical properties of snow covering Arctic tundra on Svalbard. *Hydrol. Process.* 13, 2331-2343

■ Gerland S., Winther J.G., Orbaek J.B., Ivanov B. (1999b). Physical properties, spectral reflectance and thickness development of first year fast ice in Kongsfjorden, Svalbard. *Polar Research* 18(2), 275-282

■ Glowacki P., Pulina M. (2000). The physico-chemical properties of the snow cover of Spitsbergen (Svalbard) based on investigations during the winter season 1990/1991. *Polish Polar Research*, no.21, 2, 65-88

■ Grabiec M., Leszkiewicz J., Glowacki P., Jania J (2006). Distribution of snow accumulation on some glaciers of Spitsbergen. *Polish Polar*

Research, Vol.27, no. 4, pp 309-326

■ Hansen J.R., Hansson R, Norris S. (1996). The state of European Arctic Environment. EEA Environmental Monograph n.3, Norwegian Polar Institute

■ Il'yina E.A.(1991). Characteristics of nival-glacial system at high latitudes in a marine climate. *Glaciers-Ocean-Atmosphere Interactions. Proceedings of International Symposium held at St. Petersburg, September 1990*, IAHS Publ. no. 208

■ Kohler J. (2007). NP mass balance measurements of glaciers in Svalbard. www.miljo.npolar.no-(non c'è)

■ Leszkiewicz J., Pulina M. (1999). Snowfall phases in analysis of snow cover in Hornsund, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, no.20, 1, 3-24

■ Moller M., Moller R., Beaudon E., Mattila O-P., Finkelnburg R., MBraun M., Grabiec M., Jonsell U., Luks B., Puczek D., Scherer D., Schneider C. (2011). Snowpack Characteristics of Vestfonna and De Geerfonna (Nordaustland, Svalbard), a spatiotemporal analysis based on multi year snow-pit data. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*. 2011. Sweden Society for Anthropology and Geography

■ Mora C., Vieira G., Pina P., Lousada M., Christiansen H.H. (2015). Land cover classification using high resolution aerial photography in Adventdalen, Svalbard *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, doi:10.1111/geoa.12088

■ Moreno R.M., Serrano Canadas E. (2013). Snow cover evolution in the High Arctic, Nordenskiöld Land (Spitsbergen, Svalbard). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles* 61 : 409-413

■ Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Käbb A., Moholdt G., Pettersson (2013). Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard, *The Cryosphere*, 7, 1603-1621, doi:10.5194/tc-7-1603-2013, 2013

■ Sturm M., Holmgren J., Liston E.G. (1995). A Seasonal Snow Cover Classification System or Local to Global Applications. *J. Climate*, 8, 1261-1283. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2)

■ Sand K., Winther J-G., Marechal D., Bruland O., Melvold K. (2003). Regional Variations of Snow Accumulation on Spitsbergen, Svalbard, 1997-99. *Nordic Hydrology*, 34 (1/2), 2003, 17-32

■ Sauter T, Möller M, Finkelnburg R, Grabiec M, Scherer D, and Schneider C (2013). Snowdrift modelling for the Vestfonna ice cap, north-eastern Svalbard. *The Cryosphere*, 7, 1287-1301, 2013, doi:10.5194/tc-7-1287-2013

■ Steffensen E. (1982) The climate of Norwegian Arctic Station -Klima 5---3-44, Oslo, Norwegian Meteorological Institute

■ Valt M., Monti F., Cianfarra P., Moro D. (2012). Physical properties of snow cover in Alps: insight from the Davos area (Switzerland) and Veneto-Friuli Venezia Giulia regions (Italy). *Geophysical Research Abstracts* Vol. 14, EGU2012-12471, 2012

■ Valt M, Chiambretti I, Dellavedova P. (2012). YETI - a software to service the avalanche forecaster: Proceedings of Advances in Avalanche Forecasting - Section 2 New approaches and tools for avalanche forecasting, Podbanské, Slovakia, 22nd Oct. 2012, Eds. Richnavsky, J, Biskupic, M, and Kyzek, F, p. 38-43

■ Winther J.G., Bruland O., Sand K.S, Killingtveit Å., Marechal D. (1998). Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997. *Polar research* Vol 17, No 2

■ Winther J.G., Bruland O., Sand K., Gerland S., Marechal D., Ivanov B., Glowacki P., König M. (2003). Snow research in Svalbard- an overview *Polar research* 22(2), 125-144

EFFETTO del MANTO NEVOSO sulla TEMPERATURA SUPERFICIALE del SUOLO

Michel Isabellon

ARPA Valle d'Aosta, Aosta
Università degli Studi di Torino,
Dipartimento di Scienze Agrarie,
Forestali e Alimentari, Torino
michel.isabellon@gmail.com

Umberto Morra di Cella,

**Gianluca Filippa,
Paolo Pogliotti e**

Edoardo Cremonese
ARPA Valle d'Aosta, Aosta

Michele Freppaz

Università degli Studi di Torino,
Dipartimento di Scienze Agrarie,
Forestali e Alimentari, Torino

Il regime termico superficiale è un parametro correlato alle condizioni fisiche del suolo. Durante l'inverno il manto nevoso esercita un'azione isolante tra l'atmosfera e il suolo, la cui efficienza è variabile in funzione di fattori climatici (entità delle precipitazioni, temperatura dell'aria, vento) e di fattori topografici (quota, esposizione, pendenza). Nel presente lavoro sono stati analizzati quattro anni di dati orari di temperatura superficiale del suolo rilevati in 20 punti variamente distribuiti nella conca di Cervinia, comune di Valtournenche (AO). I punti sono localizzati a diversa quota, esposizione e pendenza al fine di investigare la relazione tra la temperatura dell'aria, la topografia e la distribuzione spaziale e temporale del manto nevoso. Le quattro stagioni investigate (dal 2010 al 2014) presentano innevamento con significativa variabilità, permettendo di ottenere una buona rappresentatività delle diverse condizioni possibili. Osservando i dati è possibile affermare che la temperatura superficiale del suolo è strettamente legata alla durata della copertura nevosa e alle sue dinamiche di fusione. Oltre alla quota, l'esposizione è il fattore che maggiormente influenza la permanenza della neve al suolo. Dall'analisi effettuata, infine, si evidenzia la possibile presenza di permafrost in corrispondenza dei punti più freddi che si trovano a quote superiori ai 2500 m s.l.m.



INTRODUZIONE

La temperatura superficiale del substrato (*Ground Surface Temperature* - GST) è la temperatura misurata nei primi centimetri dalla superficie, generalmente a 3, 5, 10 cm. La GST ha un'elevata variabilità spaziale e dipende dalla relazione tra vari fattori quali la temperatura dell'aria, l'incidenza della radiazione solare, la presenza di manto nevoso e la sua densità, le caratteristiche fisico-chimiche del substrato e la presenza di permafrost.

Si definisce permafrost una condizione termica che interessa ogni tipo di substrato che rimanga ad una temperatura di 0 °C per almeno 2 anni consecutivi.

La GST presenta inoltre una notevole variabilità interannuale essendo fortemente legata all'andamento della temperatura dell'aria e delle precipitazioni nevose. Durante il periodo dell'anno in cui sul substrato è assente il manto nevoso la GST rispecchia l'andamento della temperatura dell'aria e presenta una marcata ciclicità tra il giorno e la notte. Con l'arrivo dell'inverno la temperatura dell'aria diminuisce e senza neve l'andamento della GST rispecchia fedelmente quello della temperatura dell'aria, con valori anche di molti gradi sotto gli 0 °C. Questo tipo di comportamento si veri-

fica ad esempio nei punti costantemente interessati da forte vento, in cui la copertura nevosa è soggetta a continua erosione. Possibili eccezioni si segnalano ad esempio nei versanti ripidi esposti a sud, nei quali la radiazione solare incidente è in grado di aumentare la temperatura del substrato nelle ore più calde anche durante l'inverno, provocando elevati gradienti giornalieri. La presenza di un sottile strato di copertura nevosa può permettere un abbassamento notevole della temperatura per effetto di una maggior albedo della superficie e per la perdita del calore rilasciato dal suolo e non trattenuto dal manto (Zhang, 2005). Le variazioni giornaliere di temperatura sono attenuate con l'aumento progressivo della copertura nevosa: un manto nevoso sufficientemente spesso è in grado di isolare completamente il suolo dall'aria impedendone il congelamento. L'effetto di isolamento termico del manto nevoso dipende dall'elevato contenuto in aria: esso varia notevolmente in funzione dello spessore e della densità del manto, con notevoli differenze nell'arco della stagione invernale (Freppaz et al. 2011). La conducibilità termica aumenta all'aumentare della densità, con valori intorno a circa 0,15 Wm⁻¹K⁻¹ per una densità di 300 kg m⁻³ e 0,30 Wm⁻¹K⁻¹ per una densità di 400 kg m⁻³ (Sturm et al., 1997). Inoltre, data la sua elevata albedo, la neve limita fortemente la radiazione solare al suolo condizionando in maniera significativa gli scambi energetici. La variabilità spaziale della copertura nevosa e della sua durata dipende da fattori climatici come l'andamento della temperatura dell'aria e da fattori topografici a scala puntuale che influenzano l'accumulo di neve o la sua erosione da parte del vento e la diversa incidenza della radiazione solare che interviene direttamente nei processi di fusione. Considerata la rilevante variabilità dei parametri sopra elencati, è evidente come la distribuzione spaziale della copertura nevosa, strettamente connessa alle dinamiche di accumulo e di fusione, sia estremamente eterogenea nel tempo e nello spazio e vi possano essere notevoli differenze nel regime termico del substrato tra due punti poco distanti tra loro.

In presenza di copertura nevosa, all'interfaccia suolo-neve, il flusso di calore proveniente dagli strati più profondi del sottosuolo mantiene la temperatura di qualche decimo di grado sopra gli 0 °C. In questo caso, durante tutto il periodo interessato da abbondante copertura nevosa, la GST dipende interamente dal flusso di calore indipendentemente dalla temperatura dell'aria. In questa fase la temperatura si stabilizza intorno a un valore di equilibrio detto *Winter Equilibrium Temperature* (WeqT). Osservando il dato di temperatura superficiale alla base del manto nevoso (*Bottom Snow Temperature* - BTS) durante questo periodo si ha un'indicazione della possibile presenza di permafrost negli strati di suolo sottostanti. Con uno strato di neve di almeno 80-100 cm durante l'inverno nel caso in cui il suolo non sia in grado di riscaldare il substrato superficiale la temperatura può scendere di alcuni gradi sotto gli 0 °C ed è probabile che negli strati sottostanti vi sia presenza di ghiaccio. Quando la temperatura scende al di sotto della soglia di -3 °C si considera probabile la presenza di permafrost, se la temperatura si attesta tra i -3 e -2 °C la presenza di permafrost è possibile, mentre probabilmente non vi sono condizioni di permafrost con temperature superiori a -2 °C (Hoelzle, 1992). Nell'arco alpino il permafrost è presente a livello sporadico, la sua formazione e la sua conservazione sono influenzate da una concomitanza di molteplici elementi, tra i quali la distribuzione della copertura nevosa assume un ruolo particolarmente significativo a parità di altre condizioni. L'aumento della temperatura e della radiazione solare incidente durante la stagione primaverile innesca il processo di fusione del manto nevoso determinando un aumento della densità e del contenuto in acqua. La GST subisce un progressivo aumento andando a stabilizzarsi sulla soglia di 0 °C, corrispondente alla data in cui il manto diventa isotermico e inizia a rilasciare acqua nel suolo. Questa fase, non reversibile, prende il nome di *zero curtain* e termina con la completa fusione del manto e il conseguente innalzamento della GST

Dall'alto verso il basso:
fig. 1 - Posizione dei sensori nell'area oggetto di indagine (Regione Autonoma Valle d'Aosta, Assessorato Territorio, Ambiente e Opere Pubbliche; Ortofoto edizione 2006 - Aut. n. 1156 del 28.08.2007).
Fig. 2 - Posizione dei sensori nell'area dell'Orionidé (Regione Autonoma Valle d'Aosta, Assessorato Territorio, Ambiente e Opere Pubbliche; Ortofoto edizione 2006 - Aut. n. 1156 del 28.08.2007).





Fig. 3 - Rispettivamente in senso orario dall'alto a sinistra: Stazione meteo del Colle Superiore di Cime Bianche; data logger HOBO UTBI - 001; localizzazione (vista invernale) di un logger in condizioni di ridotto accumulo nevoso; localizzazione di un punto di misura nel periodo estivo.

al di sopra di 0° C. Durante il processo di fusione la temperatura della neve aumenta rapidamente raggiungendo le condizioni di isoterma (0 °C) in un paio di giorni (Zhang, 2005). In questa fase è la neve a impedire un immediato aumento della temperatura del suolo rispetto a quella dell'aria, ritardandone il riscaldamento. A fine autunno e durante l'inverno la copertura nevosa determina valori di temperatura del suolo superiori a quelli dell'aria, viceversa, durante la stagione tardo primaverile e soprattutto estiva, la persistenza del manto nevoso produce l'effetto opposto isolando il suolo dal calore proveniente dall'atmosfera (Guglielmin, 1997). Nelle depressioni sottovento, negli anfratti, nei versanti a nord meno esposti alla radiazione solare primaverile e non particolarmente soggetti al vento, normalmente si registrano accumuli di neve di maggior spessore che sono sottoposti a fusione più tardiva; pertanto la neve permane più a lungo mantenendo temperature più basse per una parte della stagione più calda con una relativa influenza sulla media annuale. L'obiettivo dell'analisi riportata in questo articolo è indagare la variabilità della GST in

	PENDENZA (°)				ESPOSIZIONE				QUOTA (m s.l.m.)	
	0-10	10-30	30-50	flat	N	E	S	W	2000-2500	2500-3000
r1	X			X						X
r3		X			X					X
r4		X				X				X
r5		X					X			X
r6		X						X		X
r7			X		X					X
r8			X			X				X
r9			X				X			X
r10			X					X		X
r11		X			X				X	
r12		X				X			X	
r13		X					X		X	
r14		X						X	X	
r15			X		X				X	
r16			X			X			X	
r17			X				X		X	
r18			X					X	X	
r19	X			X					X	

Tab. 1 - Caratteristiche topografiche dei punti di misura. Per fare un'indagine della variabilità della GST i punti sono stati scelti in seguito ad una analisi della topografia in modo da indagare le esposizioni e le pendenze più rappresentative.

funzione della morfologia e dello spessore del manto nevoso nel corso della stagione.

MATERIALI E METODI

In questo articolo si presentano i risultati del monitoraggio della GST nel sito LTER localizzato nella conca di Cervinia (Valtournenche, AO) nel periodo 2010-2014.

La rete di misura è costituita da 20 sensori per la misura in continuo della GST in punti compresi tra 2.100 e 3.100 m s.l.m. distribuiti tra l'area interessata dagli impianti sciistici

e l'area dell'Oriondé ai piedi del Cervino (Fig. 1 e Fig. 2). Sono stati utilizzati i miniacquisitori di temperatura HOBO Onset UTBI-001 collocati a 5 cm di profondità, con un intervallo di acquisizione di un'ora durante tutto l'arco dell'anno (Fig. 3). Il dataset si estende per 4 anni (dal 13/10/2010 al 25/09/2014). Per fare un'indagine della variabilità della GST i punti sono stati scelti in seguito ad una analisi della topografia in modo da indagare le esposizioni e le pendenze più rappresentative (Tab. 1).

Fig. 4 - Andamento della GST nel punto r3.

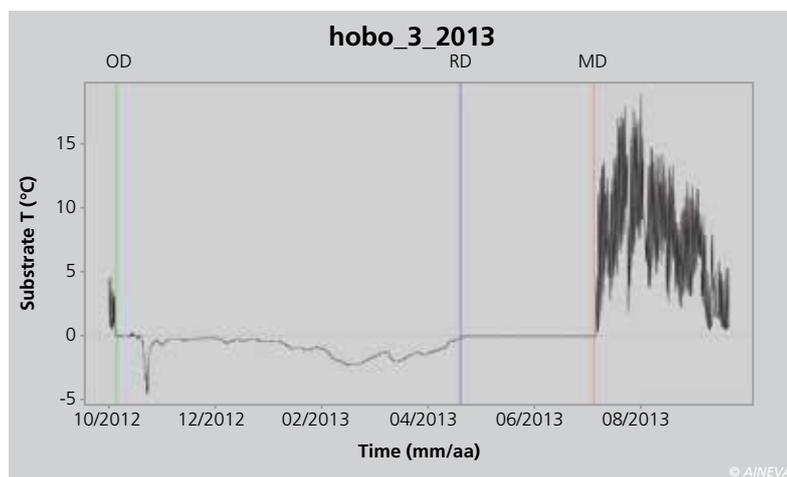


Fig. 5 - Tipico andamento invernale della GST in un punto interessato dalla presenza di permafrost. Punto BH7 presso il Colle di Cime Bianche 3100 m. In blu la neve misurata dal nivometro.

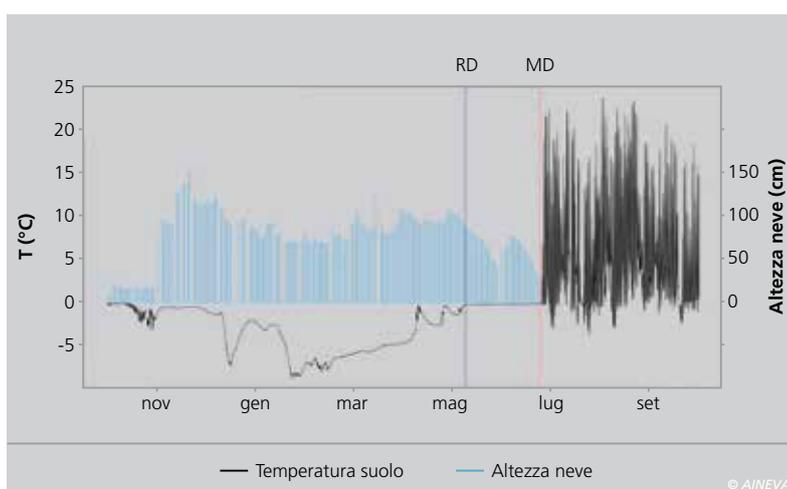
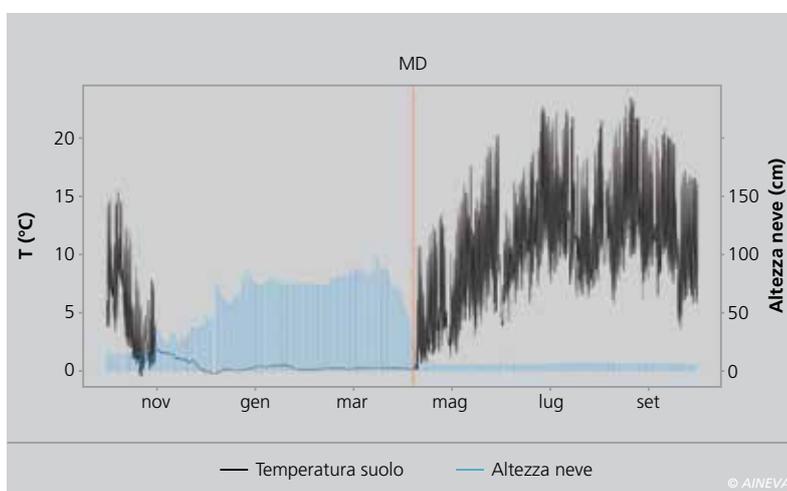


Fig. 6 - Tipico andamento invernale della GST in un punto senza permafrost. Sito di Torgnon (pascolo a 2100 m s.l.m.).



Dinamica del manto nevoso e andamento della GST

Al fine di determinare la durata della copertura nevosa in ciascun punto di misura è stata condotta un'analisi che permette, a partire dai soli dati di temperatura di calcolare: (i) la data di inizio accumulo della neve (*onset date*, OD), (ii) la data in cui il manto nevoso diventa isoterma (*basal ripening date*, RD) e (iii) la data di fusione completa del manto nevoso (*melt-out date*, MD)

(Schmid et al., 2012). Osservando il grafico (Fig. 4), la data di RD è riconducibile ad un prolungato periodo in cui la temperatura si stabilizza su 0 °C. Tale condizione si verifica nel momento della stagione invernale in cui il manto inizia a fondere ed a rilasciare acqua nel terreno ed è individuabile soltanto nei casi in cui l'andamento della temperatura all'interfaccia suolo-neve assume valori negativi durante l'inverno, poiché in caso contrario la temperatura non si

discosta dalla soglia di 0 °C durante tutta la stagione invernale. La data di MD, invece, corrisponde a un brusco innalzamento della temperatura al di sopra degli 0 °C.

Per testare la precisione del metodo utilizzato per la determinazione delle date di MD ed RD, sono stati confrontati i dati relativi alla GST in 4 siti test in cui è presente un nivometro (nivometro a ultrasuoni Campbell&Scientific SR50) che rileva, in continuo (un valore registrato ogni 10 minuti), l'altezza del manto nevoso.

In questi siti è possibile confrontare l'andamento della temperatura superficiale e le variazioni di spessore della copertura nevosa. Due punti ricadono presso il sito di monitoraggio del permafrost di Cime Bianche a 3.100 m, e forniscono un ottimo esempio di andamento della GST in un sito con presenza di permafrost. In particolare, osservando il grafico (Fig. 5), rappresentativo per entrambi i siti posti a Cime Bianche, è possibile osservare un abbassamento della temperatura anche al di sotto di -6 °C nonostante la presenza di un manto nevoso consistente.

Tra i punti di misura nella Conca, gli unici che mostrano questo tipo di andamento sono quelli posti alle quote più elevate, sia che si trovino in punti in cui vi è costante presenza di neve (r10, r3, r6) sia in punti in cui la neve è ridotta a causa del vento (r7). Gli altri due punti di test, invece, sono situati a bassa quota in corrispondenza di due stazioni di monitoraggio a 2.100 m s.l.m. nel comune di Torgnon, uno in un pascolo e l'altro in un bosco di larice. Confrontando i dati di GST e i dati di altezza neve misurati dai nivometri possiamo notare l'andamento tipico della GST durante il periodo di copertura nevosa in due punti senza permafrost. Il grafico in Fig. 6 riporta l'andamento del sito a pascolo di Torgnon, al quale è rapportabile l'andamento del sito posto nella foresta di larice. In questo caso, la temperatura del suolo durante l'inverno si attesta attorno a 0 °C.

Come ultimo test per verificare l'accuratezza del metodo utilizzato per estrarre le date di MD ed RD dai dati di temperatura, si è inoltre operato un confronto tra le date ricavate tramite il processamento automatico

e le date stabilite tramite una osservazione visiva dei grafici. Tali date non differiscono significativamente ad eccezione dei punti in cui non è possibile stabilire con precisione le date poiché le variazioni di temperatura del suolo sono attenuate, a causa della scarsa copertura nevosa.

RISULTATI

Relazione tra GST e durata del manto nevoso

Confrontando su più anni l'andamento delle GST in un punto si può chiaramente notare la differenza della data di inizio della copertura nevosa e di fusione.

Confrontando la durata del manto nevoso di un punto con le date di fusione nelle tre stagioni si evidenzia una marcata differenza tra gli anni. La prima stagione (2010/11) è stata caratterizzata da una fusione anticipata per un avvio precoce della stagione primaverile (inizio di aprile). La seconda e la quarta stagione (2011/12 e 2013/14) presentano valori intermedi rispetto alle altre due. La terza stagione (2012/13) ha visto prolungarsi la durata della copertura nevosa fino al mese di maggio inoltrato a causa di abbondanti nevicate tardive. Osservando serie di dati a disposizione di ARPA utilizzate per la stima dell'andamento dell'SWE a scala regionale emerge che il periodo di fusione della neve nelle stagioni 2011/12 e 2013/14 è in linea con la media degli ultimi 10 anni, mentre gli altri due anni risultano notevolmente anomali.

Esaminando le temperature medie annuali della superficie del substrato (MAGST, *Mean Annual Ground Surface Temperature*) di tutti i siti si può notare che i dati a disposizione presentano delle differenze tra gli anni. Mettendo in relazione la MAGST con il numero di giorni di copertura nevosa (*snow days, SD*) si può notare che la temperatura media annuale tende a diminuire all'aumentare del numero di giorni di neve. Questo può essere riconducibile ad una permanenza prolungata del manto nevoso che ritarda il riscaldamento del suolo isolandolo dall'aumento della temperatura dell'aria e dall'aumento di radiazione solare. Inoltre, se si considera la media della temperatura limitata al periodo di copertura nevosa (MUGST, *Mean Under Snow GST*) si può notare che lo scarto tra gli anni assume proporzioni visibilmente inferiori dovute all'effetto isolante della copertura nevosa sugli sbalzi termici durante la stagione invernale.

Tenendo conto della soglia di -2°C di temperatura superficiale possiamo asserire che gli unici punti indagati in cui è lecito aspettarsi la presenza di permafrost nel sottosuolo sono ad una quota superiore a 2500 m. Si è così tentato di suddividere il *dataset* prendendo in considerazione due *subset*: in un caso soltanto i punti al di sopra dei 2500 m s.l.m., nel secondo i punti compresi nell'area interessata dagli impianti sciistici, in corrispondenza dei quali nella stagione 2012-2013 sono state effettuate

le misure manuali di Hs. Nonostante i due subset non siano rappresentativi di tutte le condizioni, è stata riscontrata la stessa tendenza rispetto all'intero *dataset* (Fig. 7). Si è svolta un'analisi del rapporto tra MAGST e SD con lo scopo di determinare le differenze tra uno stesso punto in anni in cui le precipitazioni sono diverse per ipotizzare gli effetti di un eventuale trend di riscaldamento. L'analisi in funzione delle caratteristiche di ogni punto ha permesso di fare alcune considerazioni. Quota ed esposizione sono i caratteri che maggiormente influenzano la MAGST e il numero di giorni interessati da copertura nevosa. Partendo dal presupposto che la GST varia poco durante il periodo interessato da copertura nevosa, si può notare che all'aumentare della quota la neve persiste più a lungo sul suolo, con un effetto di abbassamento della MAGST.

La GST è inoltre direttamente influenzata dalla temperatura dell'aria e diminuisce all'aumentare della quota. L'esposizione ha un effetto importante sulla MAGST in quanto agisce direttamente sulla quantità di radiazione solare durante l'anno, influenzando in misura importante il momento della fusione.

Al fine di identificare i principali fattori che determinano la MAGST in un punto, è stata svolta una regressione ad albero che permette di classificare in maniera gerarchica la relazione statistica che intercorre tra una serie di predittori (nel caso in esame

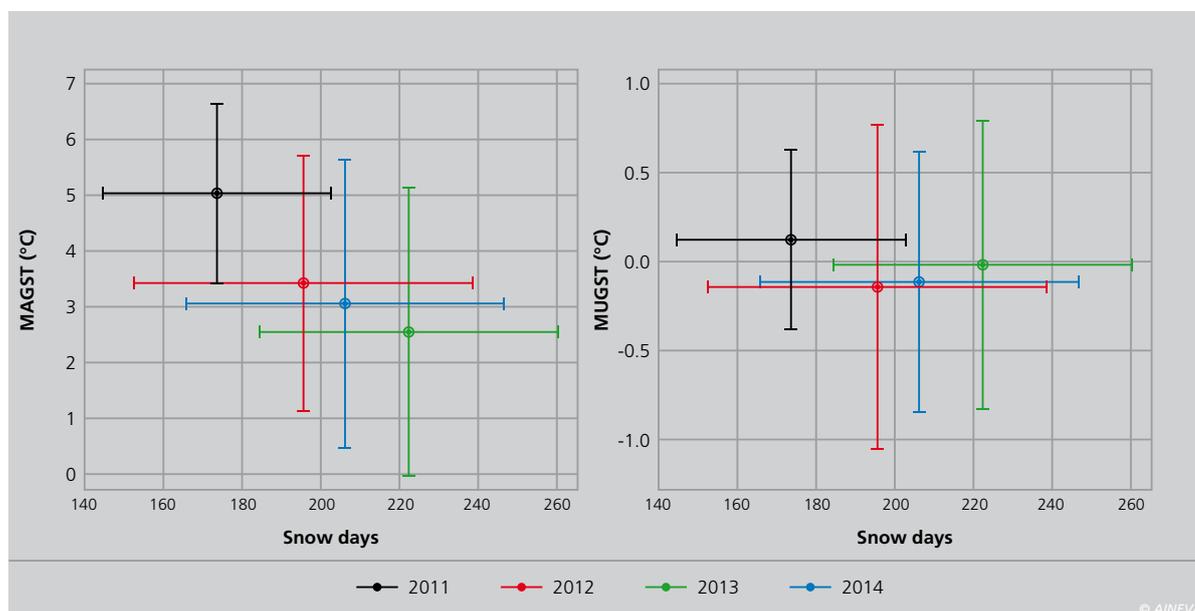
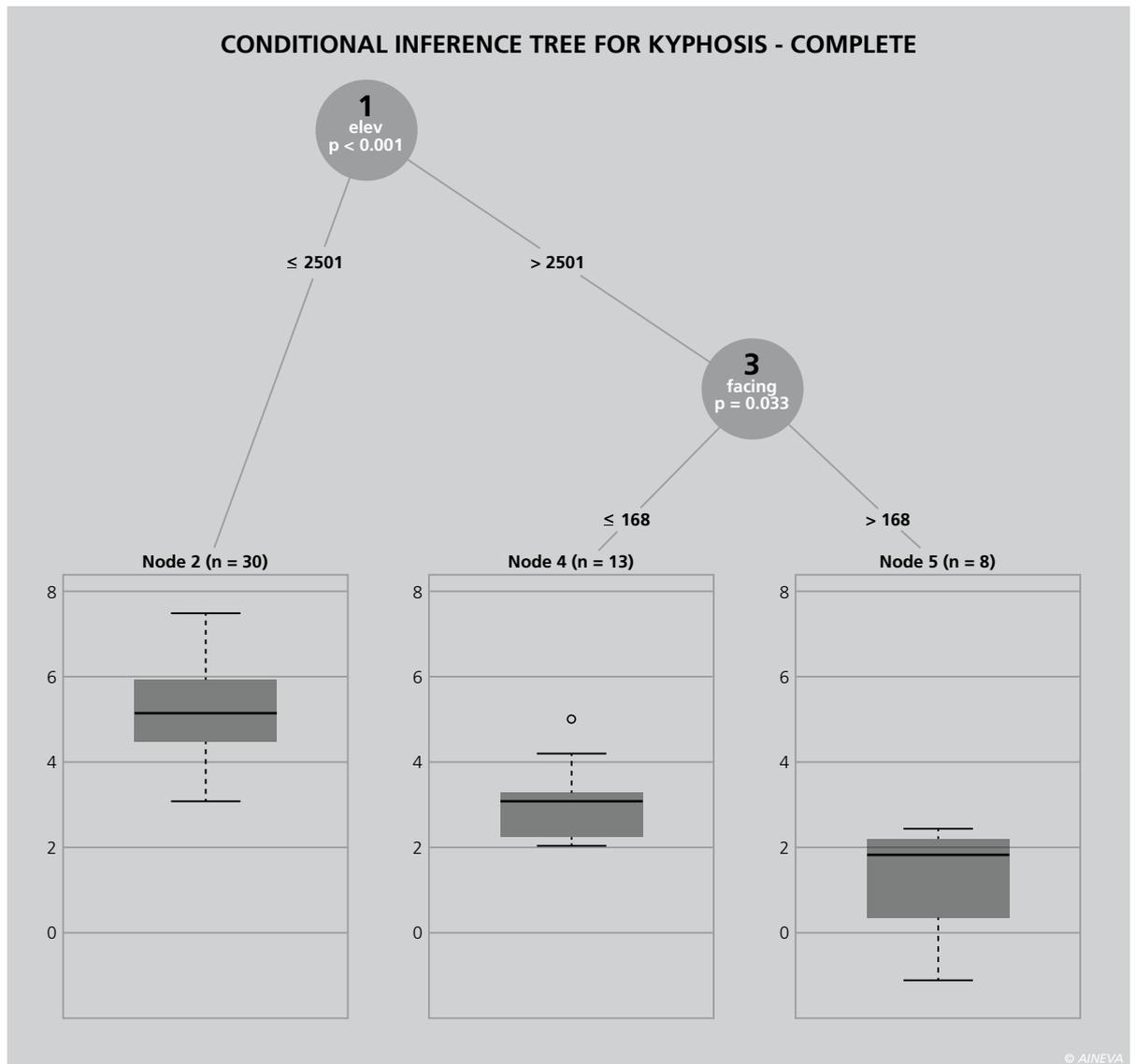


Fig. 7 - Relazione tra temperatura media annua (MAGST) e giorni di neve (SD) (sinistra) e relazione tra temperatura al di sotto della copertura nevosa (MUGST) e giorni di neve (destra). I valori sono relativi alla media di tutti i punti.

Fig. 8 - Tree Analysis per la valutazione dell'incidenza dei vari parametri nella relazione tra MAGST e SD.



esposizione, quota e pendenza) ed una variabile "risposta" (nel caso la MAGST). Come previsto, dall'analisi è emerso che il fattore di maggior influenza è la quota, seguito dall'esposizione, mentre per quanto riguarda gli altri attributi, quali ad esempio la pendenza, la relazione non è risultata significativa (Fig. 8).

Su due punti a debole pendenza (r1, r19), posti rispettivamente a 2.500 e 2.100 m di quota, sono stati riscontrati accumuli di neve abbondanti e continui nel corso della stagione, con relativi andamenti della temperatura nel corso dell'inverno di poco distanti dall'isoterma a 0 °C. In tutti gli altri punti a pendenze superiori è stata riscontrata un'elevata variabilità della copertura nevosa dovuta a molteplici fattori che non ha permesso di effettuare significative valutazioni. Un chiaro esempio può essere fornito a tal fine dal comportamento nei

punti r7 e r18, con una pendenza simile rispettivamente di 39 e 36°. In questi due punti la pendenza non è un fattore significativo nello stabilire la quantità di neve accumulata in quanto nel punto r7, posto a 2.974 m, la costante azione del vento raramente permette alle precipitazioni nevose di dare luogo ad accumuli superiori a 10 cm. Al contrario, nel punto r18, posto a 2.196 m, alla neve caduta si aggiunge quella trasportata da continue colate provenienti dalla porzione di versante sovrastante, che danno origine ad accumuli superiori a 2 m durante tutta la stagione invernale. Un altro fattore di indagine preso in considerazione è rappresentato dalle caratteristiche del suolo, in termini di grado di copertura della vegetazione e di abbondanza di materiale roccioso. Anche in questo caso non è stata rilevata alcuna relazione significativa.

CONCLUSIONI

La temperatura superficiale del suolo (GST) è un parametro importante perché il suo andamento stagionale permette di comprendere alcuni dei molteplici aspetti connessi alle caratteristiche fisiche del suolo influenzando in maniera importante la sua stabilità. In assenza di neve il suo andamento è strettamente legato a quello della temperatura dell'aria, mentre durante la stagione invernale un manto nevoso di sufficiente spessore è in grado di isolare il suolo dall'atmosfera, stabilizzando la temperatura e proteggendo il suolo dal congelamento. Lo spessore e la durata della copertura nevosa dipendono in proporzioni variabili a seconda dei singoli casi da fattori climatici e topografici. La presenza di permafrost interferisce su questa dinamica impedendo all'energia geotermica di giungere in superficie e

determinare l'aumento della temperatura della porzione superficiale del substrato e, conseguentemente, causando l'abbassamento della GST di qualche grado al di sotto degli 0 °C, indipendentemente dalla presenza di uno strato isolante di neve. Nel 2010 ARPA Valle d'Aosta ha avviato una specifica campagna di monitoraggio nella conca di Cervinia al fine di indagare l'influenza della copertura nevosa sul regime termico superficiale del suolo, in relazione ad alcuni aspetti topografici.

I risultati delle analisi hanno evidenziato come all'aumentare della durata della copertura nevosa corrisponda una diminuzione della GST. È emerso inoltre che i fattori principali che influenzano il rapporto tra la GST e la durata della copertura nevosa sono quota e in misura minore l'esposizione, mentre le altre variabili topografiche (pendenza) e le caratteristiche del substrato (copertura vegetale e presenza di rocciosità superficiale) non hanno mostrato una relazione con la temperatura superficiale del suolo.

La variabilità della durata del manto nevoso negli anni investigati permette di os-

servare la relazione tra la GST e la durata della copertura nevosa in un ampio *range* di variabilità. Il *range* più elevato di numero di giorni di neve per lo stesso punto nei diversi anni è, infatti, di 66 giorni.

Questo studio ha permesso di capire meglio la relazione tra durata della copertura nevosa e temperatura superficiale del suolo. La serie pluriennale di misure puntuali di GST è, inoltre, un utile dataset di validazione per modelli di distribuzione della temperatura superficiale del suolo che vengono utilizzati per la produzione di mappe di potenziale presenza di permafrost.

RINGRAZIAMENTI

Lavoro eseguito nell'ambito della borsa di studio di ricerca 73B/2014 dal titolo: "Monitoraggio delle caratteristiche del suolo in ambienti sopraforestali d'alta quota (pascoli alpini)". L'attività di ricerca si è svolta presso l'Area Operativa Cambiamenti Climatici di ARPA Valle d'Aosta ed è stata finanziata dal Dipartimento di Scienze Agrarie, Forestali e Alimentari (DISAFA) dell'Università degli Studi di Torino.

Bibliografia

- Freppaz M., Rixen C., Wipf S., Stoekli V., Zanini E. (2011). Influenza della densità del manto nevoso sulla temperatura e la mineralizzazione netta dell'azoto in suoli montani della Valle d'Aosta. *Revue Valdôtaine d'Histoire Naturelle*, 65:171-178.
- Guglielmin, M. (1997). Il permafrost alpino: concetti, morfologia e metodi di individuazione (con tre indagini esemplificative in alta Valtellina). *Quaderni Geodinamica Alpina e Quaternaria*, 5:113.
- Hoelzle, M. (1992). Permafrost occurrence from bts measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):143-147.
- Schmid M.-O., Gubler S., Fiddes J., Gruber S. (2012). Inferring snowpack ripening and melt-out from distributed measurements of near-surface ground temperatures. *The Cryosphere*, 6(5):1127-1139.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. (1997). The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43(143):26-41.
- Zhang T. (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Reviews of Geophysics*, 43(4).



EURAC

MAPS

Monitoraggio automatico del manto nevoso sull'arco alpino con dati satellitari MODIS

**Claudia Notarnicola,
Mattia Callegari,
Armin Costa,
Ludovica De Gregorio,
Alexander Jacob,
Carlo Marin,
Roberto Monsorno,
Antonio Padovano,
Bartolomeo Ventura e
Marc Zebisch**

EURAC, Istituto per il
Telerilevamento Applicato, Bolzano
claudia.notarnicola@eurac.edu

Questo articolo presenta i risultati di un algoritmo innovativo EURACSnow per il monitoraggio della copertura nevosa in aree alpine, tramite l'utilizzo di dati telerilevati acquisiti con il sensore MODIS della NASA. Questo algoritmo è stato ideato per sfruttare la massima risoluzione del sensore ossia 250 m. Questa più alta risoluzione consente di migliorare l'accuratezza nella rilevazione del manto nevoso, soprattutto in aree montane caratterizzate da una estrema eterogeneità topografica. Tramite l'utilizzo di questo algoritmo sono state generate mappe giornaliere di estensione del manto nevoso per l'arco alpino e per l'intero periodo dal 2002 al 2015. Inoltre per meglio analizzare e comprendere la variabilità inter-annuale sono stati creati per ogni anno prodotti specifici che indicano la durata del manto nevoso, il giorno della prima nevicata e l'ultimo giorno di innevamento.

An aerial photograph of a mountain range. The peaks are covered in snow, and the valleys are green. A large blue lake is visible in the lower right, and a smaller one in the lower left. The word "Snow" is written in white on a dark blue background across the middle of the image.

Snow

MONITORAGGIO CONTINUO DEL MANTO NEVOSO CON DATI SATELLITARI

La conoscenza dell'estensione del manto nevoso e delle sue variazioni stagionali costituiscono informazioni chiave in numerosi campi di applicazione come l'idrologia, la meteorologia, la prevenzione di disastri naturali (alluvioni e valanghe).

Negli ultimi anni, sulle Alpi, si sono alternate abbondanti nevicate con periodi siccitosi, dando luogo ad eventi valanghivi significativi oppure periodi di magre primaverili ed estive. Alcune di queste considerazioni anche in riferimento alla evoluzione stagionale ed interannuale del manto nevoso, possono essere seguite con gli strumenti propri del telerilevamento. In questo contesto, grazie alla sua alta frequenza temporale, il sensore NASA MODIS (*Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer*) è utile per molte applicazioni globali e regionali legate all'evoluzione del manto nevoso (Hall et al., 2002). Tuttavia, per analisi regionali e/o locali, i prodotti MODIS standard MOD10-MYD10 (MOD si riferisce al sensore TERRA e MYD al sensore AQUA) non sempre sono soddisfa-

centi ed in numerosi lavori si evidenzia la necessità di sviluppi che tengano in considerazione gli aspetti locali dell'area di studio (Hall & Riggs, 2007; Liang et al., 2008; Maurer et al., 2003; Zhou et al., 2005). Alcune delle limitazioni che il prodotto MOD10-MYD10 presenta a livello locale sono: la risoluzione spaziale di 500 m e la scarsa accuratezza della copertura nuvolosa. In questo contesto EURAC ha sviluppato un nuovo algoritmo **EURACSnow** per la copertura nevosa che utilizza la risoluzione di 250 m, la più alta attualmente ottenibile con questo tipo di dati satellitari a frequenza giornaliera. Le mappe della neve sono state validate tramite l'uso di immagini LANDSAT e dati a terra derivanti da stazioni nivometriche (Notarnicola et al., 2013a, 2013b). Questo lavoro illustra la metodologia applicata per lo sviluppo delle mappe di copertura della neve con dati satellitari MODIS, nonché la validazione con dati a terra e dati satellitari ad alta risoluzione. Inoltre verranno illustrati prodotti derivati dalle serie temporali al fine di monitorare la variabilità interannuale del manto nevoso.

L'ALGORITMO EURACSnow

Descrizione dell'area di studio e dati satellitari

Lo sviluppo dell'algoritmo ha interessato nella prima fase l'area del centro Europa per il periodo 2005-2006. Una volta validato è stato applicato all'area relativa all'intero arco alpino per il periodo 2002 - 2015. I dati MODIS necessari per lo sviluppo dell'algoritmo sono i seguenti:

- MODIS MOD09GQ-MYD09GQ e MOD09GA-

MYD09GA (TERRA - AQUA): dati di riflettanza corretta per il contributo atmosferico con bande a risoluzione di 250 m e 500 m;
- MODIS MOD021KM-MYD021KM: dati di riflettanza non corretta per il contributo atmosferico con bande a risoluzione di 1 km utilizzati per l'identificazione della copertura nuvolosa;
- MOD03-MYD03: data set utile alla corretta geolocalizzazione del dato.

Come dati ausiliari sono stati considerati: un modello digitale del terreno (DEM) derivante da dati SRTM ricampionato a 250 m; mappe di uso del suolo per le varie classi forestali (conifere, latifoglie e boschi misti) estratte dalla carta CORINE Landcover 2006 disponibile al seguente sito web:

http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data#c12=corine+land+cover+version+13&b_start=0&c17=CLC2006.

Per l'area della Svizzera, è stata considerata la mappa elaborata dal Joint Research Center (JRC) disponibile al seguente sito web: <http://forest.jrc.ec.europa.eu/forest-mapping>

Per la validazione sono state considerate immagini LANDSAT 7 ETM+ relative al periodo di studio agosto 2005- luglio 2006 acquisite in contemporanea con il dato MODIS e che presentavano un limitata copertura nuvolosa (inferiore al 20%). I dati a terra considerati nello stesso periodo provengono da stazioni nivometriche ubicate in Austria, Germania, Slovacchia ed Italia (Alto Adige/Südtirol).

L'algoritmo è stato costruito per gestire sia dati MODIS scaricabili dai differenti siti della NASA sia con i dati MODIS direttamente acquisiti con l'antenna di ricezione dell'EURAC situata sul Corno del Renon (2300 m). L'area di acquisizione dell'antenna è indicata in rosso in figura 1.

METODOLOGIA

La seguente sezione contiene una breve descrizione delle differenti parti dell'algoritmo EURACSnow utilizzati per il calcolo della copertura nevosa. Lo schema generale dell'algoritmo è riportato nella figura 2. Nella fase iniziale di pre-elaborazione tutti i dati MODIS (MOD09-MYD09, MOD02-MYD02

Fig. 1 - A sinistra: l'antenna di ricezione dati satellitare dell'EURAC. A destra: l'area coperta dalle acquisizioni dell'antenna è riportata in rosso, in ciano viene riportata l'area dell'arco alpino per cui sono disponibili le mappe della neve dal 2002 ad oggi ed in giallo l'area per cui sono disponibili le mappe dal 2005 al 2006.

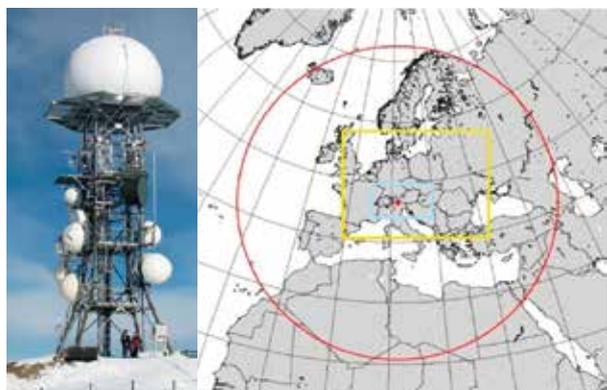
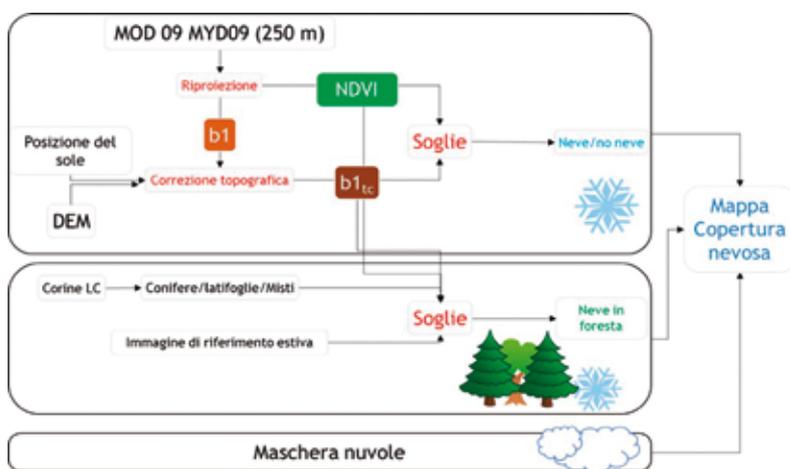


Fig. 2 - Schema generale per la determinazione delle mappe della neve a 250 m con le immagini MODIS con l'algoritmo EURACSnow.



e MOD03-MYD03) ed in particolare le bande utilizzate nell'algoritmo vengono riportati nella proiezione LAT/LON oppure in altre proiezioni a seconda dei casi o di specifiche richieste. Il modulo di riproiezione è sviluppato in modo da poter elaborare sia i prodotti standard MODIS che i granuli derivati direttamente da stazioni di ricezione satellitare come quella appartenente all'EURAC situata sul corno del Renon.

L'individuazione delle classi avviene tramite l'uso di un classificatore a soglie, con valori che sono ottimizzati per tenere in considerazione la variabilità tipica dell'area di studio. Il vantaggio principale di questo algoritmo rispetto allo standard MODIS MOD10-MYD10 è l'utilizzo esclusivo della banda 1 e 2 e dell'indice NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) calcolato con queste bande per la rivelazione delle classi Neve/NoNeve con conseguente maggiore risoluzione del prodotto finale (250 m). Il concetto applicato in questo algoritmo è sviluppato da Metsämäki et al., 2002 e Malcher et al., 2003 si basa sul fatto che la copertura nevosa può essere ben discriminata con l'uso delle bande del rosso e del vicino infrarosso, nonché con l'indice NDVI dal comportamento di altre classi di uso del suolo.

Una parte del classificatore è anche dedicato alla rilevazione della neve sotto le foreste ottenuta confrontando gli indici NDVI fra un'immagine invernale e un'immagine estiva usata come riferimento (Klein et al., 1998). Differenti valori di soglie sono individuati per le classi di conifere, latifoglie e boschi misti.

Per la copertura nuvolosa si è applicato l'algoritmo sviluppato da Cappelluti et al., 2006, e validato da Notarnicola et al., 2011 che sfrutta un adattamento locale delle soglie al fine di meglio adattare la discriminazione dei corpi nuvolosi alle caratteristiche peculiari dell'area di studio.

L'algoritmo ha come ulteriore opzione la possibilità di prendere in ingresso la maschera della copertura nuvolosa proveniente da dati MODIS. In questo modo si riduce notevolmente il tempo di elaborazione delle mappe della neve.

Infine, per ridurre i problemi legati alla pre-

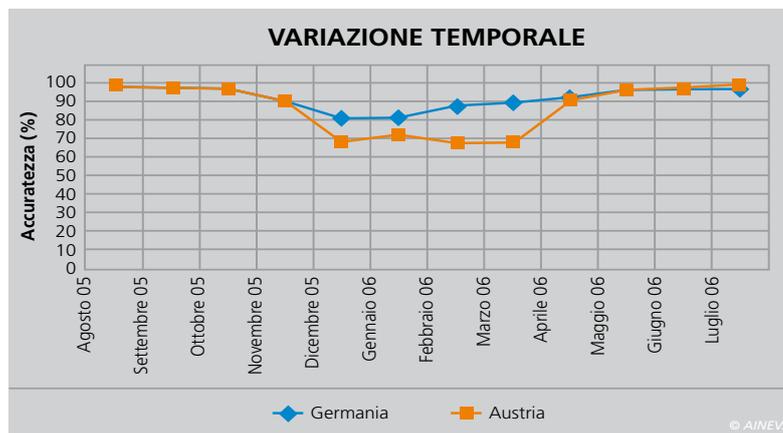


Fig. 3 - Andamento stagionale dei valori di accuratezza per le stazioni localizzate in Germania e Austria.

senza delle nubi, e la presenza di "no data" dovuti all'angolo di incidenza del sensore e alla topografia, nelle stesse date, è stato inserito un modulo che combina le mappe della neve derivate da MODIS TERRA ed AQUA acquisite lo stesso giorno.

VALIDAZIONE

La validazione delle mappe MODIS ottenute con il nuovo algoritmo è avvenuta tramite il confronto con dati a terra puntuali derivanti da stazioni nivometriche. Successivamente per avere informazioni anche sull'accuratezza della distribuzione spaziale, le mappe MODIS sono state confrontate con mappe delle neve ottenute da immagini ad alta risoluzione derivanti dal satellite LANDSAT.

Validazione dell'algoritmo con dati a terra

Le mappe MODIS sono state anche confrontate con dati derivanti da 148 stazioni nivometriche localizzate in Austria, Germania, Slovacchia e Italia. Gli obiettivi di questo confronto sono:

- Verificare l'accuratezza del prodotto MODIS in riferimento a dati a terra sull'area di interesse;
- Valutare la variabilità dell'accuratezza in funzione dei diversi periodi di acquisizione;
- Localizzare ed interpretare le eventuali discrepanze fra dato MODIS e dato delle stazioni a terra.

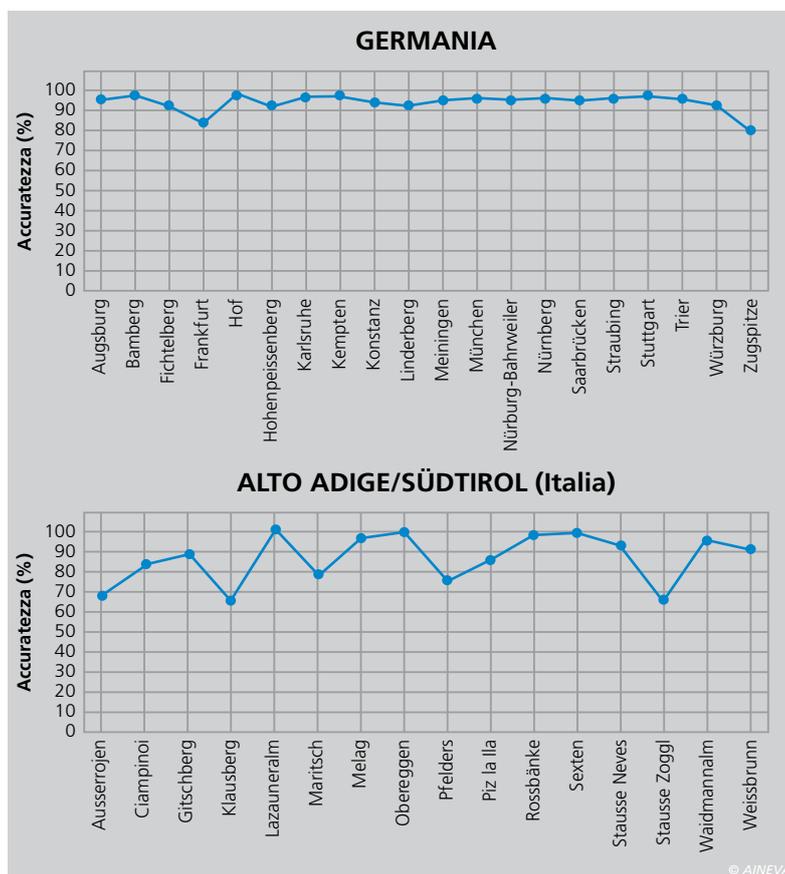
Le acquisizioni sono continue per tutto il periodo 2005/2006 per Germania, Austria, Slovacchia e due stazioni in Alto Adige/Südtirol (Italia). I dati delle stazioni tedesche coprono la parte centrale e meridionale della Germania e sono stati ottenuti

grazie al servizio meteorologico tedesco (*Deutscher Wetterdienst*), i dati delle stazioni austriache appartengono al *Land Niederösterreich*, i dati delle stazioni italiane provengono dalla provincia autonoma di Bolzano, i dati delle stazioni slovacche coprono l'intera nazione e sono forniti dal centro slovacco per le valanghe.

I risultati del confronto fra dati delle stazioni e le mappe della neve indicano una variabilità nell'accuratezza tra 82.4% e 93.7%. Per comprendere questa variabilità è necessario considerare alcuni fattori che vengono illustrati e discussi di seguito.

Si osserva una marcata dipendenza dal numero totale di osservazioni in presenza o assenza di neve nel valore dell'accuratezza totale. Se il numero di stazioni in presenza di neve è maggiore si ottiene una diminuzione nel valore dell'accuratezza dovuto al fatto che l'errore nella classe "neve" (fra 5% e 10%) è sempre più basso dell'errore di "no neve" (fra 15% e 28%) in tutte le aree osservate. Questi errori per i siti in Germania ed Austria sono confrontabili con i risultati ottenuti da Parajka and Böschl (2006), con il prodotto standard MODIS MOD10 in Austria. In ogni caso, si osserva che mentre Parajka and Böschl (2006) hanno effettuato un confronto considerando solo giorni con completa assenza di copertura nuvolosa, nel nostro studio questa selezione non è stata effettuata. In effetti, come indicato da Tekeli et al. (2005), alti valori di accuratezza (>88%) per il prodotto MOD10 si raggiungono solo in caso di assenza di corpi nuvolosi in quanto vengono esclusi errori di classificazione fra le classi neve e corpi nuvolosi. È stata anche analizzata la dipendenza stagionale dei valori di accuratezza in par-

Fig. 4 - Andamento dei valori di accuratezza per le diverse stazioni localizzate in Germania ed Italia (Alto Adige/Südtirol).



icolare per le aree dell'Austria e della Germania poiché questi siti presentavano una disponibilità continua di dati meteorologici per l'intero anno. Come indicato in figura 3 i valori più bassi di accuratezza si hanno durante i mesi di dicembre e gennaio per i siti in Germania e da dicembre a marzo per quelli in Austria come anche rilevato per il prodotto standard MODIS (Simic et al. 2004; Parajka et al., 2006).

Errori di classificazione fra i dati a terra e mappa raster possono derivare da differenti fattori come ad esempio un mancato controllo di qualità sui dati a terra oppure inaccuratezza nel dato satellitare in ingresso all'algoritmo e anche errori di geocodifica. Inoltre, un aspetto importante da considerare è che il confronto fra un dato puntuale ed uno spazialmente distribuito pone dei problemi legati al fatto che il dato puntuale spesso non è rappresentativo dell'intera area occupata da un pixel MODIS (250 m x 250 m), effetto che si accentua in aree con elevata eterogeneità spaziale come le zone montuose. Per una valutazione su questo ultimo punto sono stati considerati due siti con caratteristiche geografiche molto differenti: le stazioni in Germania

che sono localizzate principalmente in aree pianeggianti e quelle in Alto Adige/Südtirol (Italia) localizzate invece in aree dalla topografia estremamente variabile. Alcune mappe sono state ispezionate anche visivamente per comprendere se i punti dove sono sistemate le stazioni possono essere rappresentative dell'area di un pixel di dimensioni 250 m x 250 m.

Come era da attendersi i valori di accuratezza sulle stazioni in Germania sono elevati e variano fra 80% e 98% mentre per le stazioni in Alto Adige/Südtirol si nota una maggiore variabilità con valori che oscillano fra 65% e 99% (fig.4).

Per quanto riguarda l'area dell'Alto Adige/Südtirol si nota che le stazioni con i valori più bassi di accuratezza, ovvero Ausserrojen, Klausberg e Stausee Zoggl, sono tutte situate su pendii molto ripidi ed esposizione nord, nord-ovest, nord-est scarsamente illuminati nei periodi invernali durante l'ora di acquisizione del sensore MODIS-TERRA. Nell'algoritmo le aree che sono in ombra e dalle quali non è possibile ricavare alcuna informazione dal segnale registrato vengono mascherate imponendo un valore limite per la riflettanza. Ne

consegue che questi risultati indicano la necessità di una ulteriore analisi e di imporre probabilmente soglie più restrittive. Le due stazioni localizzate in Germania, Frankfurt Airport e Zugspitze, con i valori di accuratezza più bassi rispetto agli altri della stessa regione, risultano essere non rappresentative dell'area. La prima, localizzata nelle vicinanze dell'aeroporto di Francoforte è una zona molto eterogenea che include in un'area di 250 m anche costruzioni ed edifici. La seconda è localizzate in cima ad un rilievo montuoso circondato da pendii molto scoscesi.

Confronto con dati ad alta risoluzione LANDSAT

Per la determinazione delle mappe della neve da dati LANDSAT è stato utilizzato un algoritmo sviluppato da Hall et al., 1995 e successivamente adattato soprattutto per quanto riguarda le aree montane da Rastner et al., 2009. Per il periodo 2005/2006, 16 immagini LANDSAT 7 ETM+ sono state scelte in modo che fossero distribuite omogeneamente sull'area di studio e nell'arco temporale considerato, con scarsa copertura nuvolosa ed elaborate con l'algoritmo sopracitato. Per il dato MODIS, il confronto è avvenuto con le mappe derivate dalle acquisizioni del sensore TERRA in quanto maggiormente vicine per l'ora di acquisizione.

Poiché l'obiettivo è la valutazione delle classi Neve/NoNeve sono state mascherate le seguenti aree:

- corpi nuvolosi presenti sia nel dato MODIS che in quello LANDSAT (si sottolinea che i dati anche se acquisiti lo stesso giorno presentano un'ora di acquisizione differente);
- i corpi idrici;
- i valori non elaborati dovuti ad errori nel dato di input ed indicati come "no data";
- le aree affette da errore delle immagini LANDSAT7 ETM+ che dal 2003 a causa di un malfunzionamento del sensore si presentano sotto forma di strisce equispaziate dove è totalmente assente il segnale registrato dal sensore (http://landsat.usgs.gov/products_slc_off_data_information.php).

Per un confronto con stessa griglia spaziale, la mappa LANDSAT viene successivamente ricampionata a 250 m con una soglia pari a 50% per l'identificazione di un pixel aggregato come classe "Neve".

Nel confronto fra mappe MODIS e LANDSAT, nonostante un accordo generale buono soprattutto a livello di *pattern* spaziali e con una accuratezza intorno al 90%, sono state individuate aree particolarmente critiche dove la discriminazione della neve da parte del sensore LANDSAT può essere difficoltosa, come le aree coperte da foreste, le aree in ombra nei mesi invernali e le aree al limitare dei corpi nuvolosi. Per localizzare meglio la distribuzione degli errori, sono state mascherate successivamente, oltre a quelle aree già incluse all'inizio quali corpi idrici, *no data*, corpi nuvolosi ed errori LANDSAT, anche le aree ai bordi dei corpi nuvolosi e le zone in ombra e infine le foreste. Si osserva che dopo il mascheramento dei corpi idrici, *no data*, errori LANDSAT e dei corpi nuvolosi incluse le aree di bordo, non si ottiene un netto miglioramento, quale è invece evidente con l'aggiunta del passaggio successivo ossia dove non viene considerata l'area ricoperta da foresta. Questo indica quindi che la discriminazione della neve in aree di foresta rimane un problema, che ovviamente non può essere imputabile solo al dato MODIS, ma può ritrovarsi anche nella classificazione del dato LANDSAT. La classificazione della neve nelle aree boschive è riconosciuto essere un problema legato anche all'utilizzo di tecniche automatiche di discriminazione delle neve basate su soglie fisse (Hall et al. 2000; Klein et al. 1997; Klein et al. 1998). La figura 5 illustra la variazione della accuratezza globale nel confronto fra le mappe MODIS e LANDSAT includendo ed escludendo le aree di foresta.

Se le aree di foresta rimangono incluse nel confronto l'accuratezza risulta variabile fra 85% e 95% mentre al di fuori di queste aree l'accuratezza si concentra negli intervalli fra 95% e 100%.

Disponibilità delle mappe della neve MODIS basate sull'algoritmo EURACSnow

Le mappe della neve ottenute tramite i dati

MODIS ricevuti all'antenna EURAC sono disponibili in *near real-time* il giorno dell'acquisizione stessa dei dati MODIS. Le mappe possono anche essere visualizzate tramite un servizio WEBGIS EURAC al seguente indirizzo: <http://webgis.eurac.edu/snowalps>, dove i dati sono aggiornati giornalmente (figura 6).

La stessa applicazione Web permette anche il download delle mappe, tramite una sezione "download" specifica.

PRODOTTI DERIVATI

Le mappe MODIS sono state generate giornalmente per tutto il periodo dal 2002 al 2015. A partire da queste serie temporali sono stati derivati dei prodotti specifici per analizzare la variabilità interannuale del manto nevoso. In particolare sono stati sviluppati i seguenti prodotti generati per ogni anno idrologico considerato a partire dal 1° ottobre di ogni anno fino al 30 settembre dell'anno successivo:

- **Mappe di durata della neve:** dove sono calcolati il numero di giorni di copertura nevosa per ogni pixel. La presenza delle nuvole viene interpolata considerando i giorni precedenti o successivi.
- **Mappe della prima nevicata:** indica il giorno in cui nel periodo indicato si è verificata la prima nevicata
- **Mappe dell'ultimo giorno di innevamento:** indica il giorno in cui è stata rilevata per l'ultima volta la presenza della neve.
- **Andamenti temporali delle coperture nevose e della quota neve nei diversi anni:** indicano la variazione della copertura della neve con medie mensili nei diversi anni.

Esempi di questi prodotti sono riportati di seguito. Nella figura 7 sono riportati gli andamenti temporali della copertura della neve mensile (*Snow Cover Area, SCA*) e della quota neve (*Snow Line Altitude, SLA*) a partire da gennaio 2002 fino a set-

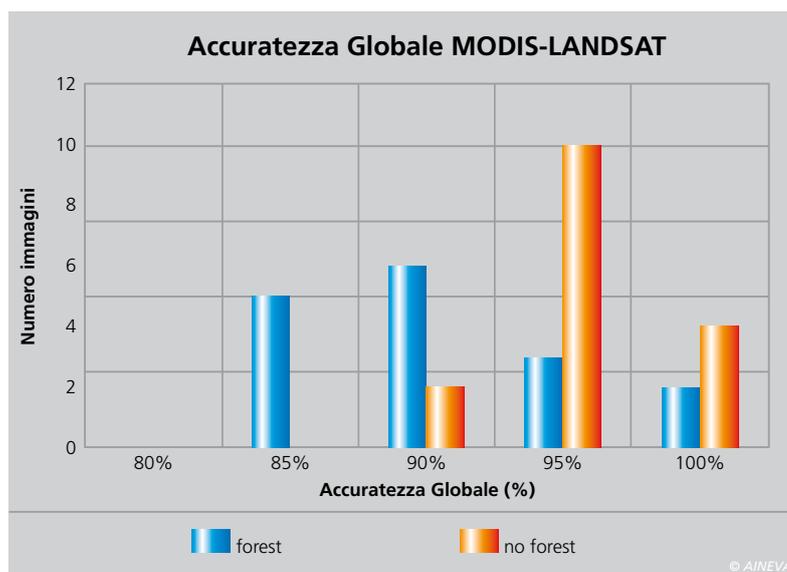


Fig. 5 - Distribuzione dei valori di accuratezza globale (overall accuracy espressa in %) per il confronto fra le mappe MODIS e LANDSAT includendo (forest) ed escludendo (no forest) le aree di foresta.

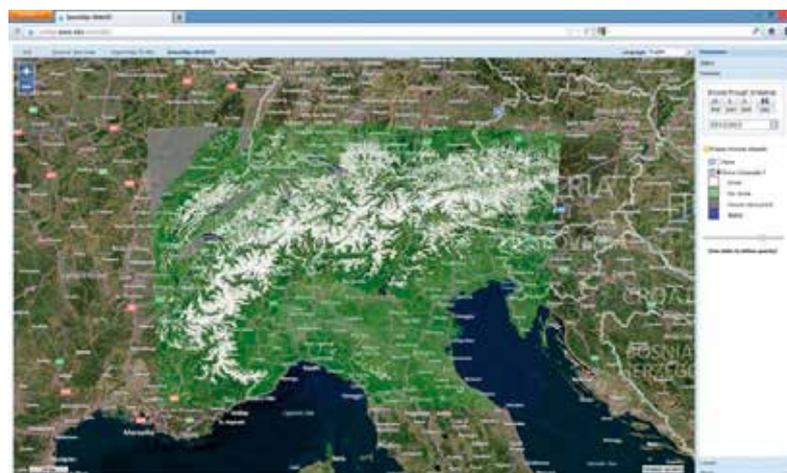


Fig. 6 - Schermata del WEBGIS EURAC dove le mappe della neve derivanti dall'algoritmo EURACSnow vengono aggiornate giornalmente (<http://webgis.eurac.edu/snowalps>).

Fig. 7 - Andamento delle medie mensili della copertura della neve (in alto) e della quota neve (in basso) per il periodo che va da gennaio 2002 fino a settembre 2015. Vengono riportate anche le medie dei mesi da novembre ad aprile (linea gialla) e da maggio ad ottobre (linea viola).

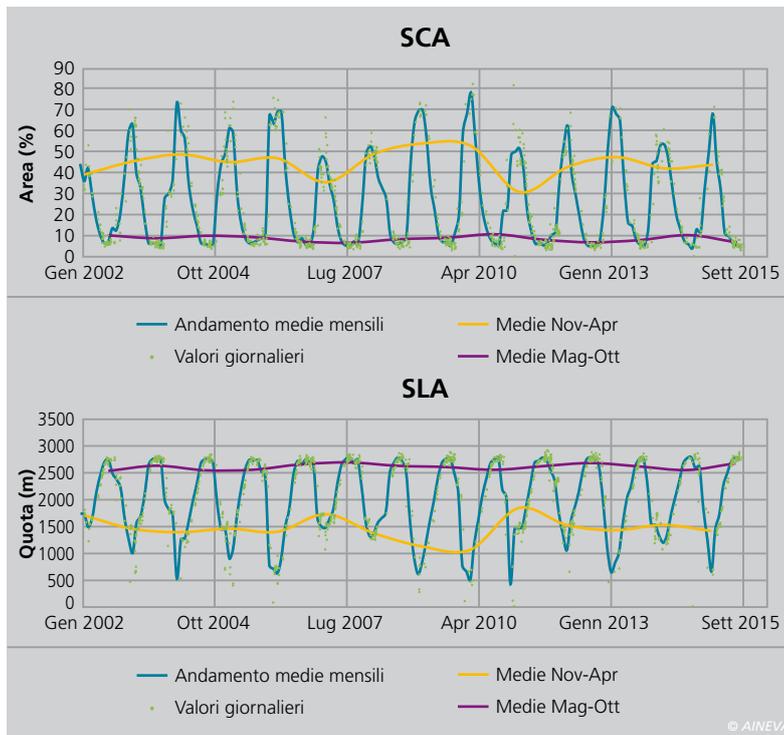


Fig. 8 - Mappe di durata della neve (Snow Cover Duration, SCD) per gli anni 2006-2007 e gli anni 2009-2010.

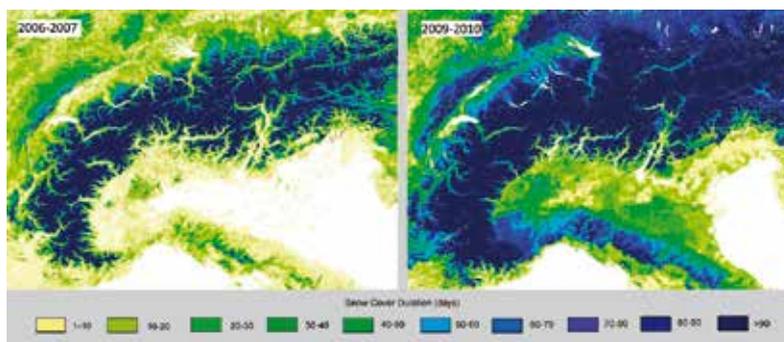
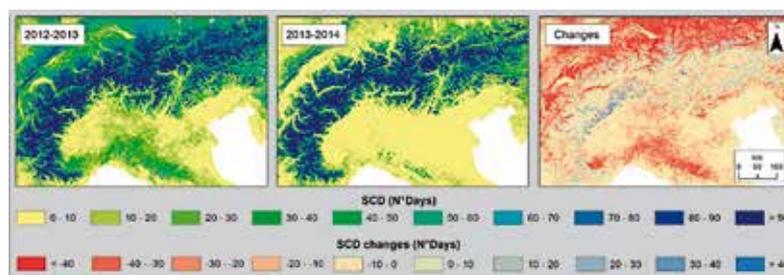


Fig. 9 - Mappe di durata della neve per gli anni 2012-2013 e 2013-2014 con relativa mappa dei cambiamenti fra questi due anni.



Nella pagina a fianco in alto: fig. 10 - Esempio di mappe per i prodotti che riportano il primo giorno di innevamento (in alto) e l'ultimo (in basso) per l'anno 2010-2011.

tembre 2015. Oltre agli andamenti mensili è stata anche calcolata la media stagionale dei mesi da novembre ad aprile e da maggio ad ottobre per meglio sottolineare le variazioni fra un anno ed il successivo. Con questi grafici è possibile osservare la variabilità interannuale della copertura nevosa e conseguentemente della quota neve. A titolo di esempio consideriamo gli inverni del 2006-2007 e del 2009-2010: nel primo caso, a causa di un innevamento ridotto, la copertura ha raggiunto in media il 50% e la quota neve media è rimasta intorno ai 1500 m, mentre nell'inverno

2009-2010, caratterizzato da nevicate copiose, la copertura ha raggiunto in media l'80% dell'area alpina e la quota neve media è scesa fino a 500 m e con eventi fino a quote bassissime. Analogo comportamento per questi due anni estremi nel periodo 2002-2015 si può osservare dalle mappe di durata della neve (figura 8). Dalle mappe di durata della neve si possono derivare anche informazioni circa le anomalie ed i cambiamenti fra due o più anni. Un esempio è mostrato in figura 9 dove l'anno 2012-13 è confrontato

con l'anno 2013-2014. L'anno 2013-2014 è stato caratterizzato da ridotto numero di giorni di innevamento sul fronte nord delle Alpi (Austria e sud della Germania) come viene evidenziato quando si considerano i cambiamenti rispetto all'anno precedente 2012-2013. La diminuzione in giorni di neve arriva fino a circa 40 in queste aree.

Come ultimo esempio vengono riportate le mappe relative al primo e ultimo giorno in cui si è rilevata la presenza della neve per l'anno 2010-2011. In questo modo è possibile, analizzando i diversi anni, individuare anomalie riguardo l'inizio di stagione (anticipato o ritardato) e l'inizio della fase di fusione del manto nevoso (fig. 10).

Gli strumenti prodotti possono essere utilizzati congiuntamente con dati a terra per individuare la variabilità del manto nevoso in tempo reale (i prodotti giornalieri) e poi gli andamenti stagionali tramite le informazioni di durate della neve e di inizio e fine della copertura nevosa.

CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI

In questo lavoro è stato presentato un nuovo algoritmo **EURACSnow** per la generazione di mappe di copertura nevosa giornaliera con risoluzione al suolo di 250 metri, migliorata rispetto al prodotto standard MODIS che presenta una risoluzione spaziale di 500 m. Nel confronto dei prodotti con il dato LANDSAT si ottiene un valore di accuratezza sulle classi Neve/NoNeve pari al 94% quando viene esclusa, oltre ai corpi idrici, nuvolosi, errori nel dato LANDSAT, *no data*, anche l'area relativa alla copertura forestale. La differenza nell'inclusione o esclusione di questa copertura determina un incremento medio del 4% sul valore totale di accuratezza. Nel confronto con i dati a terra si rileva che il prodotto **EURACSnow** ha una accuratezza compresa fra 90% e 94% per le stazioni localizzate in Austria e Germania. I valori di accuratezza sono simili a quelli a quelli ottenuto dal prodotto MOD10 nella regione austriaca. Gli errori di omissione sono più alti per Slovacchia ed Italia, variabili fra 6% e 10% legati soprattutto a

stazioni localizzate in aree che potrebbero essere in ombra durante le acquisizioni mattutine del sensore MODIS-TERRA. Per le altre stazioni l'accuratezza varia fra 75% e 99%, risultato incoraggiante se si tiene in considerazione la complessa orografia dell'area alpina.

A partire da queste serie temporali sono stati derivati diversi prodotti che consentono una approfondita e dettagliata analisi dei *pattern* spaziali e temporali presenti sull'interno arco alpino.

Prossimi sviluppi comprendono sia il miglioramento per la rilevazione della neve in foresta sia lo sviluppo di specifici prodotti per le aree di montagna con dati satellitari ad alta risoluzione come LANDSAT-8 (30 m di risoluzione) e Sentinel-2 (10-20 m di risoluzione al suolo).

In particolare la missione dell'Agenzia Spaziale Europea, Sentinel-2, costituita di due satelliti, fornirà dati ogni 5 giorni senza costi per l'utente, contro gli attuali 16 giorni della missione LANDSAT-8. Questo aprirà nuovi scenari per il monitoraggio automatico della neve da satellite. In figura 11 riportiamo, ad esempio, il confronto tra dati LANDSAT-8 e MODIS acquisiti lo stesso giorno sulle Alpi Sarentine/Sarntaler Alpen. Confrontando le immagini acquisite dai due sensori si può apprezzare il maggior dettaglio geometrico fornito dai dati LANDSAT-8 e come questo si rifletta in un maggior dettaglio della mappa della copertura nevosa. Risultati simili si otterranno con dati Sentinel-2 riducendo però di un terzo il tempo di rivisitazione del sensore.

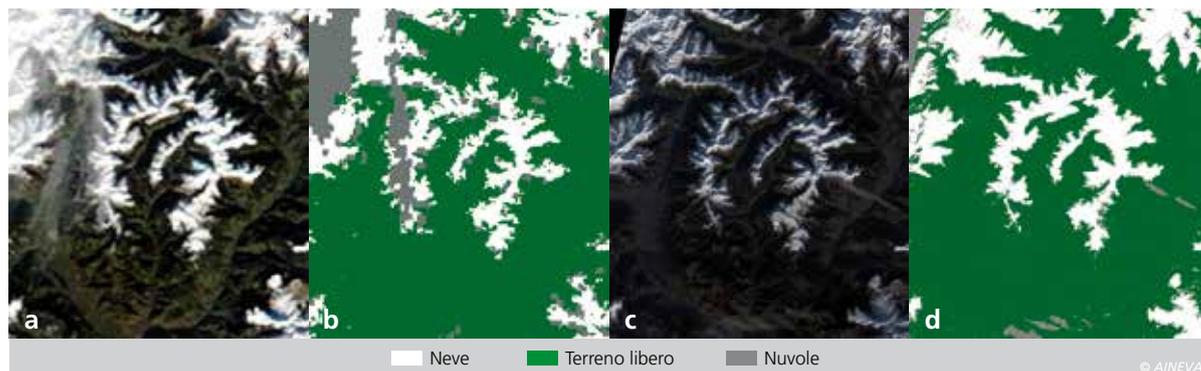
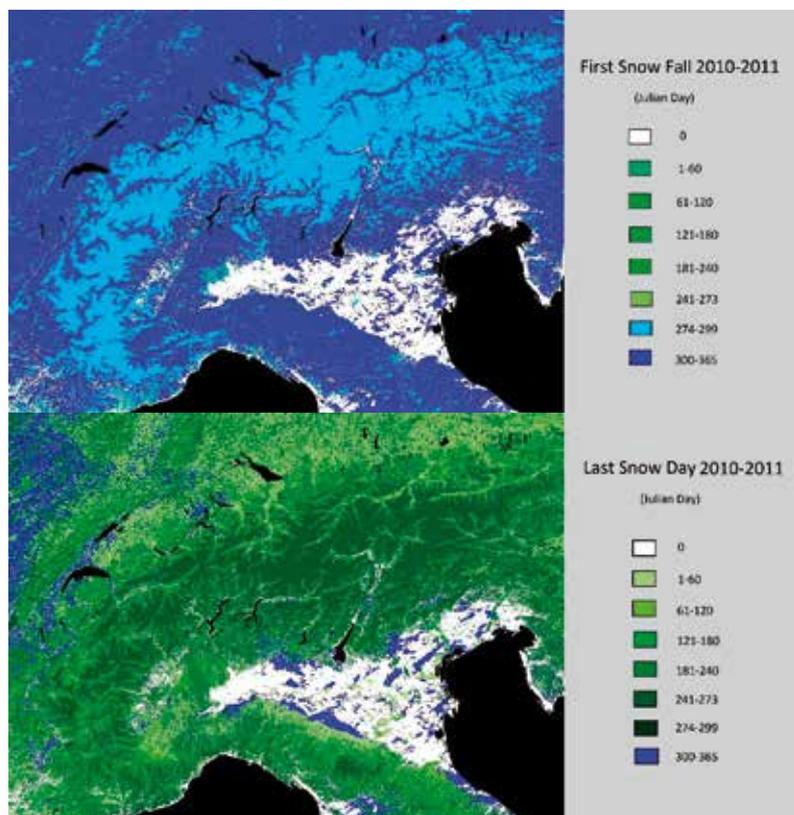


Fig. 11 - Confronto tra prodotti MODIS e LANDSAT-8 acquisiti sulle Alpi Sarentine/Sarntaler Alpen: (a) immagine MODIS a colori veri a 250 m; (b) mappa di copertura nevosa derivata dall'immagine MODIS; (c) immagine LANDSAT-8 a colori veri a 30 m; (d) mappa di copertura nevosa derivata dall'immagine LANDSAT-8.

Bibliografia

- Cappelluti, G., Morea, A., Notarnicola, C., Posa, F. (2006), "Automatic detection of local cloud systems from MODIS data", Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 45, no.8, p. 1056-1072.
- Hall, D.K., G.A. Riggs and V.V. Salomonson, (1995). "Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data", Remote Sensing of Environment, 54, pp 127-140.
- Hall, D.K., G.A. Riggs and V.V. Salomonson, V. V. (2000): MODIS/Terra Snow Cover 5-Min L2 Swath 500m V004, December 2003 to March 2004. http://nsidc.org/data/mod10_j2.html.
- Hall, D. K., Riggs, G., Salomonson, V. V., DiGirolamo, N. E., & Bayr, K. J. (2002), "MODIS snow-cover products", Remote Sensing of Environment, 83, 181-194.
- Hall, D. K., & Riggs, G. A. (2007), "Accuracy assessment of the MODIS snow products", Hydrological Processes, 21, 1534-1547.
- Klein, A.G., Hall, D. K., Riggs, G. A. (1997): Improving the MODIS Global Snow-Mapping Algorithm. In: IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, 619-621.
- Klein AG, Hall D.K., Riggs, G.A. (1998), "Improving snow-cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model", Hydrological Processes, 12: 1723-1744.
- Liang, T. G., Huang, X. D., Wu, C. X., Liu, X. Y., Li, W. L., Guo, Z. G., et al. (2008), "An application of MODIS data to snow cover monitoring in a pastoral area: A case study in Northern Xinjiang, China", Remote Sensing of Environment, 112, 514-1526.
- Malcher, P., Floricioiu, D., Rott, H. (2003), "Snow mapping in Alpine areas using medium resolution spectrometric sensors", Proceedings Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS, Volume 4, Page(s): 2835 - 2837.
- Maurer, E. P., Rhoads, J. D., Dubayah, R. O., & Lettenmaier, D. P. (2003). "Evaluation of the snow covered area data product from MODIS", Hydrological Processes, 17, 59-71.
- Metsämäki, S., Vepsäläinen, J., Pulliainen, J., & Sucksdorff, Y. (2002), "Improved linear interpolation method for the estimation of snow-covered area from optical data", Remote Sensing of Environment, 82, 64-78.
- Notarnicola, C., Di Rosa, D., Posa, F. (2011), "Cross-Comparison of MODIS and CloudSat Data as a Tool to Validate Local Cloud Cover Masks", Atmosphere 2011, 2(3), 242-255; doi:10.3390/atmos2030242.
- Notarnicola, C.; Duguay, M.; Moelg, N.; Schellenberger, T.; Tetzlaff, A.; Monsorno, R.; Costa, A.; Steurer, C.; Zebisch, M. Snow Cover Maps from MODIS Images at 250 m Resolution, Part 1: Algorithm Description. Remote Sens. 2013a, 5, 110-126.
- Notarnicola, C.; Duguay, M.; Moelg, N.; Schellenberger, T.; Tetzlaff, A.; Monsorno, R.; Costa, A.; Steurer, C.; Zebisch, M. Snow Cover Maps from MODIS Images at 250 m Resolution, Part 2: Validation. Remote Sens. 2013b, 5, 1568-1587.
- Parajka, J., and G. Blöschl, (2006), "Validation of MODIS snow cover images over Austria", Hydrology and Earth System Sciences, 10, 679 - 689.
- Rastner, P., L. Irsara, T. Schellenberger, S. Della Chiesa, G. Bertoldi, S. Endrizzi, C. Notarnicola, C. Steurer, M. Zebisch, (2009), "Snow cover monitoring and modelling in the Alps using multi temporal MODIS data", International Snow Science Workshop, Davos, September 2009.
- Simic, A.; Fernandes, R.; Brown, R.; Romanov, P.; Park, W. Validation of VEGETATION, MODIS, and GOES+SSM/I snow cover products over Canada based on surface snow depth observations. Hydrol. Process. 2004, 18, 1089-1104.
- Zhou, X., Xie, H., & Hendrickx, M. H. J. (2005), "Statistical evaluation of remotely sensed snow-cover products with constraints from streamflow and SNOTEL measurements", Remote Sensing of Environment, 94, 214-231. doi:10.1016/j.rse.2004.10.007.

il SISTEMA di DISTACCO PREVENTIVO delle VALANGHE nella SKI AREA PADON-MARMOLADA

Michele Martinelli
A.I.A. Engineering S.r.l., Trento
michele.martinelli@studioaia.it

L'area sciistica Padon - Marmolada nel comune di Rocca Pietore (BL), che si sviluppa sul versante veneto di Passo Fedaia ai piedi di Punta Serauta (3069 m s.l.m.) nel gruppo della Marmolada, è stata pesantemente interessata, durante l'inverno 2013/14, dalla caduta di valanghe di grandi dimensioni che hanno danneggiato due impianti funiviari e un rifugio ed interessato le piste da sci "Padon" e "Variante Fedaia" e la S.P. 641 del Passo Fedaia. I danni procurati alle infrastrutture sciistiche hanno determinato l'immediata interruzione del circuito Sella Ronda verso la zona della Marmolada e la conseguente cessazione di ogni attività turistica in zona. A causa di tale accadimento la Padon Marmolada S.p.A. si è immediatamente attivata per il ripristino degli impianti danneggiati e per la contestuale messa in sicurezza, di concerto con il Comune di Rocca Pietore, delle aree pericolose, anche con riguardo ad eventi eccezionali del tipo di quello citato.

Nel presente articolo viene illustrato il sistema il distacco artificiale delle valanghe realizzato per ma messa in sicurezza dell'area, costituito da una serie di esploditori compatti del tipo O'bellx® installati nelle zone di potenziale distacco delle valanghe. Il sistema è stato completato e collaudato già nel dicembre 2014 consentendo, in brevissimo tempo dagli eventi, di rendere nuovamente agibili in condizioni di sicurezza le infrastrutture sciistiche nel frattempo pure ripristinate.



Fig. 1 - Danneggiamento della seggiovia "Capanna Bill - Passo Padon".



Fig. 2 - La valanga del 2 febbraio 2014 ha completamente distrutto il Rifugio Tabià Palazza, situato sul fondovalle lungo la S.P. 641 del Passo Fedaià.

INTRODUZIONE

L'inverno 2013/14 è stato caratterizzato da condizioni nivometeorologiche e fenomeni valanghivi eccezionali che, nella skiarea Padon – Marmolada, hanno causato ingenti danni alle infrastrutture sciistiche con drammatiche ricadute di tipo economico ed occupazionale sulle attività turistico – alberghiere presenti sul territorio del Comune di Rocca Pietore (BL), indissolubilmente connesse al mantenimento in esercizio del circuito sciistico Sella Ronda. Gli accadimenti predetti hanno evidenziato in primo luogo la necessità di poter disporre, per fronteggiare efficacemente situazioni nivologiche straordinarie, di sistemi di messa in sicurezza di tipo fisso, tali da assicurare

tempestività di intervento indipendentemente dalle condizioni meteo in atto. Si evidenzia che il progetto di messa in sicurezza descritto ha riguardato l'intera area sciistica: nel seguito si farà peraltro sovente riferimento alla zona valanghiva presente sulle pendici nord orientali di Punta Serauta (versante denominato Laston di Serauta) in quanto caratterizzata da morfologia più complessa (versante aperto con pendenza compresa tra 40° e 45°), ubicata a quota più elevata (con le connesse difficoltà di accessibilità e cantierizzazione) e sede di valanghe di tipo nubiforme (del tipo di quella che il 2 febbraio 2014 ha causato il danneggiamento della seggiovia "Capanna Bill – Passo Padon", di una sciovia, di un rifugio e di una linea elettrica). (Figg. 1 e 2).

VALUTAZIONE DELLE ALTERNATIVE

In fase di progettazione preliminare degli interventi di messa in sicurezza, alternativi al solo distacco artificiale mediante esploditore elitrasportato Daisybell® previsto dal Piano Operativo di Chiusura Temporanea (P.O.C.T.) precedentemente in uso nella skiarea (subordinato alla presenza di condizioni di visibilità ido-

nee per il volo, oltre che di disponibilità del dispositivo nel momento ritenuto ottimale per l'effettuazione dei tentativi di distacco), sono state prese in esame le seguenti possibili modalità alternative di intervento:

1. *Stabilizzazione della neve in zona di distacco mediante opere di difesa attiva.* Tale ipotesi è stata accantonata in considerazione della quota assai elevata delle aree di potenziale distacco, difficilmente accessibili sia per quanto riguarda la cantierizzazione che per i successivi interventi di controllo e manutenzione, della difficoltà di definire un'altezza utile per le opere (scarsi dati disponibili e incertezza legata alla formazione di accumuli eolici), dell'entità dell'intervento (circa 4000 m di barriere) ed infine del suo elevatissimo impatto ambientale.

2. *Opere di protezione diretta dei sostegni degli impianti ricadenti in aree pericolose.*

Le caratteristiche dinamiche delle valanghe che caratterizzano le pendici orientali e nordorientali di Punta Serauta (valanghe di tipo aeriforme o a moto misto con prevalente componente aerea, del tutto particolari per l'intera area dolomitica) rendono assai difficoltosa la

progettazione di opere di difesa passiva, per effetto delle elevatissime pressioni ed altezze di scorrimento in gioco. Pure le direzioni di flusso (come verificato in occasione della già menzionata valanga del 2 febbraio 2014) sono difficilmente definibili a priori in relazione alle alte velocità di scorrimento.

3. Sistemi per il distacco preventivo delle valanghe.

Anche in considerazione del contesto ambientale di particolare pregio è stata approfondita la possibilità di installare in corrispondenza della zone di potenziale distacco degli esploditori di tipo molto compatto, denominati O'Bellx, in alternativa ai classici esploditori a gas tipo GAZ.EX. (Fig. 3).

La soluzione proposta presenta i seguenti vantaggi:

- Dimensioni contenute dell'esploditore e del relativo elemento tubolare di supporto e completa amovibilità dell'esploditore stesso nel corso della stagione estiva, finalizzata anche alla manutenzione periodica e alla sostituzione delle bombole di ossigeno ed idrogeno.
- Ridotte dimensioni delle opere di fondazione, anche per effetto delle prevalenti azioni di compressione. Nel caso de-

scritto le fondazioni sono rappresentate da plinti connessi al substrato roccioso mediante micropali iniettati con resina poliesterica, opportunamente dimensionati sulla base delle caratteristiche geotecniche del terreno.

- Indipendenza funzionale, in quanto ciascun esploditore è equipaggiato con le bombole di gas necessarie per il funzionamento e non vi è pertanto la necessità di prevedere specifici depositi e canalizzazioni di collegamento (queste ultime su terreno roccioso avrebbero dovuto essere ancorate in superficie,

con evidente impatto ambientale e possibile danneggiamento a seguito sia dei movimenti lenti del manto nevoso che nel caso di caduta di valanghe di fondo).

- Elevata autonomia di funzionamento (circa 35 detonazioni).
- Possibilità di rimozione di un esploditore durante la stagione invernale per interventi di manutenzione/sostituzione delle bombole di gas senza necessità di alcun operatore a terra, mediante un dispositivo di aggancio/sgancio automatico di tipo meccanico dall'elicottero.



Fig. 3 - O'Bellx installato a Sölden (A), a protezione di una pista da sci.



Fig. 4 - Valanga di fondo che ha interessato la pista "Padon" nel marzo 2014.

- Comando radio a distanza, con possibilità di intervento in condizioni di assoluta sicurezza per l'operatore addetto ai tiri.

La scelta progettuale, ritenuta ottimale da un punto di vista tecnico-economico alla luce delle considerazioni ed analisi sopra sinteticamente descritte, è pertanto ricaduta sull'installazione di un sistema di esploditori tipo O'Bellx, da poco sul mercato e commercializzati in Italia da MND Italia S.p.A. La medesima tipologia di esploditori è stata utilizzata sia in corrispondenza del Laston di Serauta che per la messa in sicurezza del-

le altre aree potenzialmente pericolose all'interno della skiarea (pista "Padon", pista "Variante Fedaià", sciovie "Arei 1" e "Arei 2" e piste interdipendenti)-(Fig. 4).

CARATTERISTICHE DEGLI ESPLODITORI O'BELLX

L'impianto O'Bellx è costituito dai seguenti elementi principali:

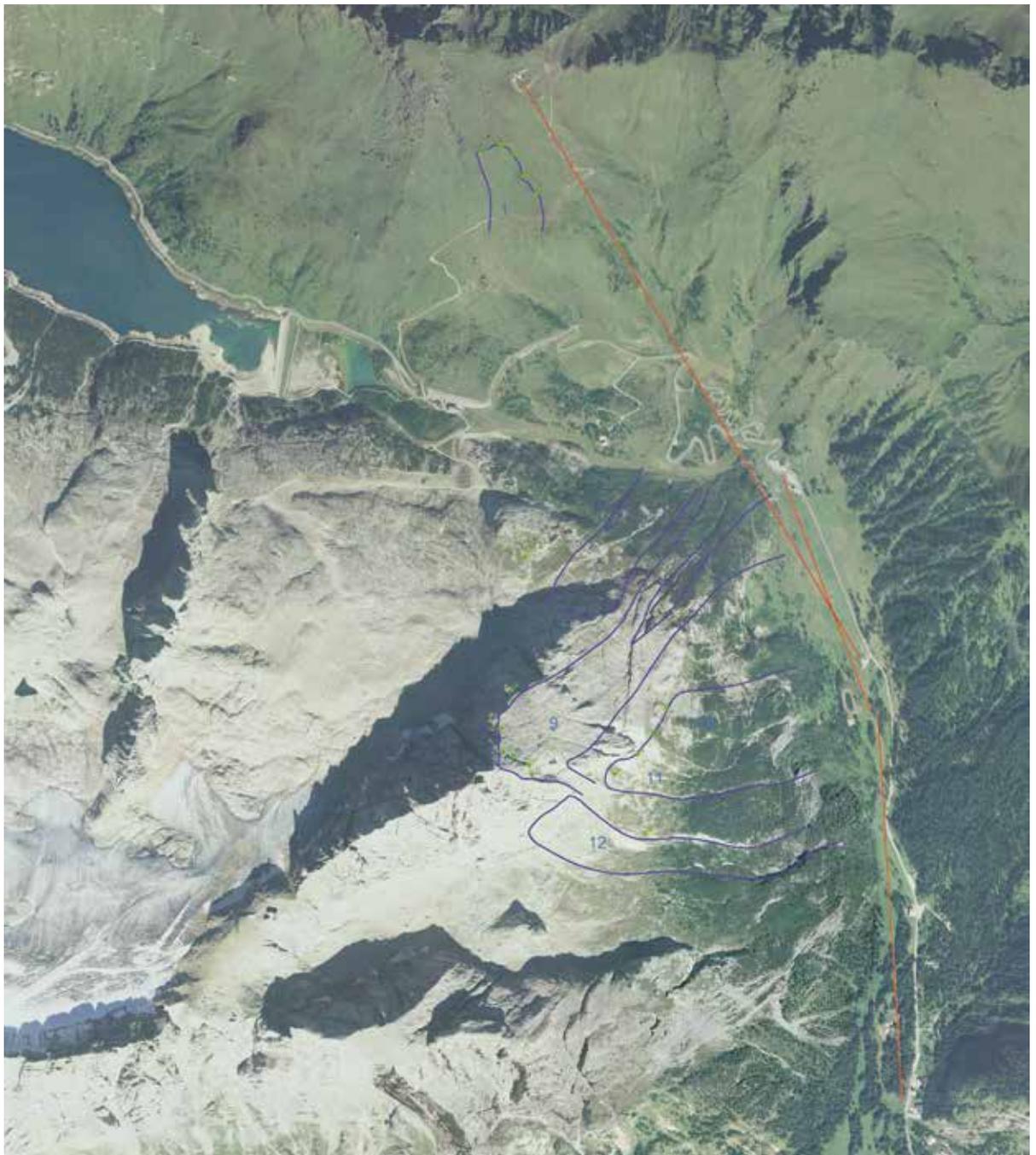
- Struttura di supporto dell'esploditore, realizzata in acciaio ed ancorata al plinto di fondazione mediante tirafondi, di altezza variabile da 4,15 m e 5,20 m circa in funzione del-

la morfologia locale del versante.

- Modulo esploditore propriamente detto, che contiene la camera di combustione, il sistema di dosaggio e regolazione dei gas, il sistema di iniezione ed accensione, le bombole di ossigeno ed idrogeno, le batterie e la componentistica elettronica. Il diametro è di circa 1,90 m e l'altezza di 2,60 m circa. Le batterie sono mantenute in carica da pannelli fotovoltaici installati sulle pareti del guscio di protezione.

Il modulo esploditore è completamente rimovibile durante la stagione di non utilizzo mediante un sistema di imbracatura

Fig. 5 - Ortofoto con la rappresentazione dei siti valanghivi che interessano l'area sciistica Padon - Marmolada e la localizzazione degli esploditori O'Bellx previsti a bonifica degli stessi.



elitrasmportato, senza alcuna necessit  di operatori a terra. Tale circostanza fa s  che durante la stagione estiva rimanga presente sul terreno la sola struttura di sostegno tubolare, sostanzialmente non visibile per effetto delle ridotte dimensioni geometriche. Si evidenzia peraltro che pure il palo di supporto dell'esplositore, con intervento a terra di un operatore, potrebbe piuttosto agevolmente essere rimosso, in quanto connesso alla fondazione mediante semplice bullonatura. Il comando del sistema avviene via radio; l'attivazione   subordinata all'applicazione di un protocollo di sicurezza che prevede l'utilizzo di due password di accesso.

Complessivamente il progetto ha previsto l'installazione di n. 18 esplositori, che, secondo ragionevoli previsioni, dovrebbero garantire l'esercizio in sicurezza del sistema impianti-piste dell'area sciistica. Prima della riapertura degli impianti nel dicembre 2014 sono stati posizionati n. 14 O'Bellx, a protezione di tutte le aree interessate dalle valanghe dell'inverno precedente. L'installazione dei restanti quattro esplositori sar  effettuata in occasione della sostituzione delle sciovie "Arei 1 e 2" con una nuova seggiovia quadriposto in corso di progettazione (Fig. 5).

LA REALIZZAZIONE DELL'INTERVENTO

La fase di individuazione sul terreno dei punti di installazione degli esplositori   risultata piuttosto problematica, in particolare sul versante aperto corrispondente al Laston di Serauta. La maggiore difficolt  riscontrata   derivata dal fatto che il versante interessato dalla valanga del 2 febbraio 2014   risultato osservabile, causa le cattive condizioni meteo in atto durante il fenomeno e nei giorni immediatamente successivi, solamente dopo due giorni e si sono pertanto perse importanti informazioni sulla distribuzione della neve e sulla localizzazione delle aree di distacco: informazioni queste tanto pi  importanti in quanto l'area non era mai stata interessata, a memoria de-



Fig. 6 - Posizionamento O'Bellx n. 9, 10, 11, 12 e 13 sul Laston di Serauta.



Fig. 7 - Panoramica sul fondovalle dal Laston di Serauta. Sono visibili la S.P. n. 641 del Passo Fedaia e la pista "Padon".



Fig. 8 - Plinto su roccia sul Laston di Serauta.



Fig. 9 Trasporto in quota dei sostegni degli esploditori.

gli esperti locali, da fenomeni del tipo di quello descritto. Ulteriore problematica emersa in sede esecutiva è stata quella di individuare dei punti di installazione, ai margini delle aree di distacco, sufficientemente autoprotetti per evitare il danneggiamento degli esploditori stessi nel caso di distacchi dalle porzioni superiori di versante, non presidiati in quanto ragionevolmente soggetti ad una prevalente azione di erosione eolica e quindi senza formazione di accumuli significativi. A tale scopo sono stati effettuati numerosi sopralluoghi, anche con l'ausilio di guide alpine che hanno consentito gli spostamenti in condizioni di sicurezza su un terreno particolarmente impervio, ottimizzando progressivamente i punti di ubicazione (Figg. 6 e 7)

Pure il tema della cantierizzazione delle opere in condizioni di sicurezza è risultato piuttosto delicato, in primis a causa delle generali cattive condizioni me-

teorologiche che hanno caratterizzato l'estate/autunno 2014. Si tenga conto in aggiunta che il cantiere sul Laston di Serauta era localizzato a circa 2700 m s.l.m. di quota, quindi accessibile solamente con l'uso dell'elicottero: particolare cura è stata riposta nell'individuare e segnalare delle vie di esodo per le maestranze nel caso di impossibilità di effettuazione dei voli per il rientro.

Gli approntamenti di cantiere in quota (Laston di Serauta) sono consistiti in:

- sistema di linee vita per lo spostamento in sicurezza all'interno dell'area di intervento;
- realizzazione di una piazzola in elementi tubolari di acciaio ed impalcato in legno per lo scarico degli operatori dall'elicottero;
- realizzazione di ulteriori piazzole di dimensioni inferiori per il posizionamento del compressore e lo stoccaggio dei materiali/attrezzature;

- individuazione di un percorso sicuro per l'allontanamento dal cantiere in caso di cattivo tempo.

Tutte le maestranze che hanno operato in cantiere, con qualifica di operai specializzati rocciatori, sono dipendenti dell'Impresa Alta Quota S.r.l. con sede in loc. Masi di Cavalese (TN), con specifica esperienza in lavori in alta montagna.

I trasporti dei materiali e delle attrezzature, oltre che i voli di ricognizione, sono stati effettuati da Elikos S.r.l. di Laion Val Gardena (BZ), pure leader in lavorazioni in alta montagna.

La fornitura e l'installazione degli esploditori è infine stata eseguita da MND Italia S.p.A.

Come si evince dalla documentazione fotografica a corollario del presente articolo, le opere di fondazione dei pali di sostegno degli esploditori sono del tipo a plinto in cemento armato, di piccole dimensioni sui tratti di versante rocciosi

(Fig. 8) e maggiormente affondate nel terreno laddove questo risultava superficialmente sciolto (pista Padon).

La fase lavorativa successiva alla realizzazione delle opere di fondazione, che ha richiesto circa una giornata lavorativa per plinto di una squadra di quattro operatori, è stata quella del trasporto in quota dei sostegni tubolari degli esploditori e del loro fissaggio alle fondazioni, su tirafondi già predisposti (Fig. 9).

Il giorno 10 dicembre 2014, esattamente otto mesi dopo la visita effettuata a Sölden (Austria) assieme al presidente ed ai tecnici della Padon Marmolada S.p.A. ed ai rappresentanti del Comune di Rocca Pietore (BL), promotore dell'iniziativa, per visionare l'installazione sperimentale di un O'Bellx a difesa di una pista da sci e avere conforto da parte degli utilizzatori sulla validità del sistema, si concludeva il trasporto in quota dei 14 esploditori e veniva effettuato il loro collaudo funzionale (Figg. 10 e 11).

ASPETTI GESTIONALI

Gli esploditori, di proprietà come detto del Comune di Rocca Pietore a seguito del finanziamento concesso dalla Regione Veneto, sono stati ceduti in uso alla Padon Marmolada S.p.A. in quanto detentrica delle competenze tecniche per il loro utilizzo tramite i propri tecnici esperti nella gestione del P.O.C.T. Una convenzione è stata inoltre sottoscritta anche con Veneto Strade S.p.A. per la definizione delle modalità di chiusura della S.P. 641 in occasione dei tiri per il distacco preventivo. Le modalità ed i tempi di evacuazione degli esercizi presenti in zona sono infine pure definiti nel P.O.C.T. Nel corso dell'inverno 2014/15 (pur non particolarmente nevoso) sono stati eseguiti, in occasione delle condizioni nivologiche individuate dal P.O.C.T., alcuni tiri che hanno dato esito positivo, confermando ulteriormente le potenzialità del sistema.

RINGRAZIAMENTI

I ringraziamenti al termine di un cantiere dall'esito sicuramente positivo ma

non scontato sono usualmente un atto dovuto. Nel caso particolare descritto in questo articolo, la piena sintonia tra tutti coloro che hanno collaborato per il raggiungimento dell'obiettivo finale è risultato l'elemento determinante per consentire, in tempi estremamente ristretti per un'opera pubblica, di rispettare il cronoprogramma dettato dalla necessità di riaprire le infrastrutture sciistiche danneggiate dalle valanghe del febbraio 2014 in tempo utile per la nuova stagione sciistica. Sicuramente il ruolo di registi

dell'intera operazione è stato assunto dalla società Padon Marmolada S.p.A. e dal Comune di Rocca Pietore che si sono prodigati, ognuno per la propria parte, per il conseguimento del risultato atteso. Gli altri attori che hanno partecipato fattivamente alla realizzazione sono stati (in ordine alfabetico): Alta Quota S.r.l., ARPAV-Centro Valanghe di Arabba, Elikos S.r.l., MND Italia S.p.A., Sovrintendenza di Venezia, Ufficio Speciale Trasporti Impianti Fissi del Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti, Veneto Strade.

Dall'alto verso il basso:

Fig. 10 - Completamento delle operazioni di installazione.

Fig. 11 - Esplositori n. 9, 10, 11, 12 e 13 sul Laston di Serauta (fonte MND Italia S.p.A.).



Valutazione
della Vulnerabilità
e introduzione
della Matrice
Continua Lombarda

dalla

PERICOLOSITÀ

al

RISCHIO

VALANGHE

**Ismaele Quinto Valsecchi,
Alessandro Cucchi e
Samuel Hagos**

Centro Funzionale della Regione
Lombardia, Sala Operativa
di Protezione Civile, Milano
(L.I. S.p.A., BV-TECH Progesi)
cfmr@protezionecivile.regione.lombardia.it

La metodologia proposta e qui descritta consiste nella determinazione e applicazione del concetto di rischio valanghe, per supportare l'attività di allertamento del territorio da parte del Centro Funzionale di Regione Lombardia, a fini di protezione civile.

Rischio e pericolo non sono la stessa cosa e in Lombardia la valutazione compete a Enti distinti: ARPA NivoMeteo di Bormio valuta il pericolo, rappresentato dall'evento calamitoso che può colpire una certa area (causa); il Centro Funzionale di Regione Lombardia valuta il rischio, rappresentato dalle sue possibili conseguenze, cioè dal danno che ci si può attendere (effetto). Per prevedere concretamente un rischio, quindi, non è sufficiente conoscere il pericolo, ma occorre anche valutare attentamente il valore esposto, cioè i beni presenti sul territorio che possono essere coinvolti da un evento, e la loro vulnerabilità.

Per questo, il primo passo fondamentale è stato quello di definire una *funzione di vulnerabilità* o suscettibilità del territorio alle valanghe e da qui, mediante la *Matrice Continua Lombarda*, passare dal valore di pericolosità prevista a quello di rischio.



INTRODUZIONE

Il Centro Funzionale Monitoraggio Rischi di Regione Lombardia (CFMR) è la struttura titolare dell'attività di allertamento sul territorio lombardo in caso di eventi naturali prevedibili.

Per adempiere alle attività di previsione e allertamento, Regione Lombardia ha recepito le indicazioni della Direttiva del Presidente del Consiglio dei Ministri del 27 febbraio 2004, con d.g.r. VII/21205 del 24.03.2005 e integrandole con d.g.r. IIX/8753 del 22.12.2008 (e ss.mm.ii.).

Il CFMR è costituito da una pluralità di strutture, in parte ubicate in ARPA Agenzia regionale per la protezione ambientale; la struttura che espleta l'attività finale dell'allertamento, che rientra nelle competenze e responsabilità dirette del Presidente di Regione è ubicata nella Unità Organizzativa di Protezione Civile di Regione Lombardia.

La direttiva regionale disciplina la procedura e le competenze di tutta la catena di allertamento, dal livello regionale a quello locale, comprese le attività necessarie alla gestione del rischio valanghe.

L'attività del CFMR consiste nel valutare, ai fini dell'attività di Protezione Civile, il livello di rischio valanghe sul territorio lombardo. La metodologia proposta utilizza un approccio innovativo, che permette una previsione sintetica e immediata per ogni zona omogenea, attraverso un operatore continuo di rischio, definito *Matrice Continua Lombarda Rischio Valanghe*. L'analisi condotta si è sviluppata per queste ragioni in 3 fasi:

1. Determinazione di una funzione *vulnerabilità comunale*;
2. Introduzione della *Matrice Continua Lombarda* per il calcolo del *rischio* in funzione della *vulnerabilità* del terri-

torio e della *pericolosità* del fenomeno prevista;

3. Creazione di uno strumento di analisi in grado di gestire le variabili associate alla pericolosità (quota, esposizione dei versanti) per ottimizzare la valutazione del rischio ai fini di Protezione Civile.

DETERMINAZIONE DELLA VULNERABILITÀ

Per valutare il Rischio Valanghe attraverso il metodo della *Matrice Continua Lombarda*, è stato necessario calcolare il *valore di vulnerabilità* per ogni comune. Analizzando il fenomeno e la sua evoluzione sul territorio, si è valutato che gli aspetti concorrenti alla vulnerabilità alle valanghe fossero raggruppabili in tre diverse tipologie associate alla presenza sul territorio di:

- superfici idonee al potenziale distacco (V_DIST);
- superfici potenziali di scivolamento/scorrimento (V_SCIV);
- elementi esposti (V_ESP).

La combinazione di questi tre valori restituisce un valore di Vulnerabilità continuo Totale (V_TOT) sull'intero territorio alpino-prealpino lombardo, definendo così la *funzione di vulnerabilità*.

Dati di input

Per la stima della *funzione vulnerabilità* si sono integrati dati provenienti da diverse fonti (cartografiche, storiche e normative), raccolte in un unico database. Nei paragrafi successivi si riportano i dettagli di questa attività.

Analisi cartografica

Le analisi spaziali e geostatistiche (GIS), effettuate sul DTM (*Digital Terrain Model*) della Lombardia con risoluzione a 20 m, hanno permesso di elaborare i seguenti tematismi cartografici:

- Mappa delle quote (> 700 m);
- Mappa delle inclinazioni (tra 27° e 50°);
- Mappa delle esposizioni dei versanti (nord, sud);
- Mappa delle curvature, differenziando le aree concave (curvatura < -0,2) dalle aree convesse (curvatura > 0,2). Per

Fig. 1 - Comune di Valdisotto (SO): sovrapposizione delle celle identificate come idonee al distacco, con esposizione nord (rosso) e sud (blu), con le valanghe perimetrate (CLPV).



Fig. 2 - Comuni di Maccagno con Pino e Veddasca e di Curiglia con Monteviasco (VA): presenza di celle idonee al distacco con esposizione nord (rosso) e sud (blu), in assenza di studi e valanghe perimetrate (CLPV).



escludere valori dovuti a fattori non legati alla reale curvatura topografica, è stato utilizzato il DTM con risoluzione a 40 m.

Si sono elaborati tematismi composti, basati su una griglia congruente al DTM (20 m), ottenuti intersecando i dati precedenti, evidenziando così le aree a livello comunale in cui sono soddisfatte contemporaneamente le condizioni concorrenti alla definizione della Vulnerabilità.

L'analisi è stata ulteriormente dettagliata considerando l'uso del suolo. È stato utilizzato il DUSAF 4.0 (*Banca Dati di copertura e uso del suolo* di Regione Lombardia), sintetizzando le originarie 46 classi in sei gruppi (*bosco fitto, bosco rado, prati/pascoli, ghiaccio, suolo nudo/roccia, antropico*).

I primi 5 gruppi sono stati intersecati con i precedenti tematismi, mentre il sesto gruppo è stato intersecato con le *Carte di Localizzazione Probabile di Valanghe (CLPV)*, come in Figg. 1 e 2.

In Fig. 1 è visibile un esempio di buona corrispondenza tra le superfici calcolate come idonee al distacco valanghe e le valanghe storiche perimetrare in un'area campione del comune di Valdisotto (SO). In Fig. 2 è riportata l'area campione dei comuni di Maccagno con Pino e Veddasca e di Curiglia con Monteviasco (VA), scoperta dagli studi delle CLPV. Questo secondo caso è indicativo delle potenzialità del lavoro cartografico svolto, in quanto potrebbe essere utilizzato in ambito di pianificazione territoriale e di emergenza per l'individuazione di aree potenzialmente idonee al distacco valanghe da valutare in sede locale con sopralluoghi sul territorio. In questi due primi esempi non si sono considerate le superfici a bosco fitto, perché si è assunto che tale copertura impedisca la formazione e il distacco di valanghe. In ambito di pianificazione sarebbe opportuno però prendere in considerazione anche questi risultati. Infatti incendi boschivi, disboscamenti o modifiche dell'uso del suolo potrebbero portare all'eliminazione del patrimonio boschivo su aree che sono risultate potenzialmente idonee al distacco.

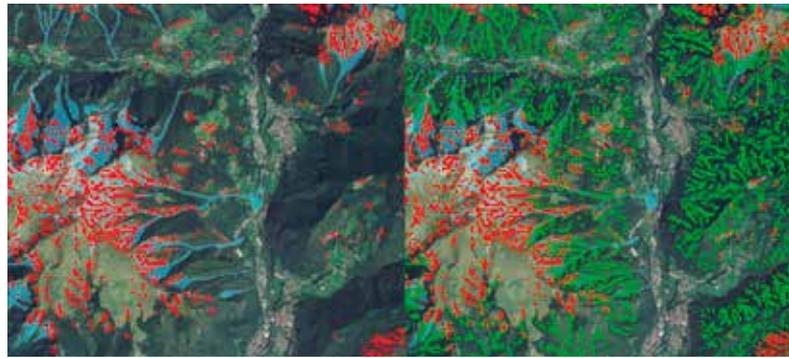


Fig. 3 - Comune di Ardesio (BG): individuazione dei punti idonei al distacco valanghe senza la copertura bosco fitto (celle rosse) e con copertura a bosco fitto (verde).



Fig. 4 - Comune di Tremosine (BS): individuazione dei punti idonei al distacco valanghe senza la copertura bosco fitto (celle rosse) e con copertura a bosco fitto (verde).

Nelle Figg. 3 e 4 si riportano due esempi di applicazione di questo concetto sul territorio dei comuni di Ardesio (BG) e Tremosine (BS), il primo con presenza di valanghe rilevate da CLPV e il secondo senza. In entrambi gli esempi è possibile notare l'aumento consistente delle superfici potenziali idonee al distacco.

Raccolta dati storici

Ad integrazione dei dati cartografici, si è operata un'ulteriore ricerca di dati utili da fonti diversificate.

Attingendo dalla Direttiva regionale sull'allertamento (d.g.r. n. lIX/8753 del 22.12.2008 e ss.mm.ii.), si sono raccolti il numero di località, tipologia e lunghezza dei tratti stradali interessati storicamente da eventi valanghivi o potenzialmente interessabili. Inoltre, analizzando il database "Incidenti da valanghe in Italia" pubblicato sul sito di AINEVA, sono stati estratti i dati di 269 valanghe registrate dal 1986 al gennaio 2015 sul territorio lombardo, discriminando tra valanghe registrate in alta montagna e valanghe che abbiano interessato centri abitati o vie di comunicazione.

Infine sono stati aggiunti 28 eventi estratti dal Registro di Sala Operativa della Protezione Civile della Regione Lombardia registrati dal 2003 ad oggi e 1 evento estratto dal sistema RASDA (Raccolta Schede Danni) di Regione Lombardia.

Metodo per la stima della vulnerabilità

L'analisi per la determinazione della *funzione vulnerabilità* è stata condotta su base comunale.

Per ognuno dei 476 Comuni ricadenti nelle zone omogenee di allerta per rischio valanghe sono state considerate 22 variabili, raggruppate in 5 diverse categorie:

- 12 variabili (Q_{dist_i}) connesse alle superfici potenziali di distacco e in funzione dell'esposizione dei versanti (nord, sud, tutte le esposizioni);
- 4 variabili Q_{sciv_j} connesse alla suscettibilità del territorio alle valanghe, considerando sia le superfici storicamente o potenzialmente interessate da valanghe, che il numero degli eventi registrati;
- 6 variabili Q_{esp_k} connesse con la presenza di elementi esposti sul territorio (superfici comunali ad uso antropico, numero di centri abitati, numero e lunghezza strade).

I valori comunali di ogni variabile sono stati normalizzati rispetto al valore massimo, così da essere omogenei e confrontabili, e poi aggregati sulla base dell'importanza ai fini di protezione civile: per ogni comune sono stati individuati 5 *indici di vulnerabilità*, rappresentativi delle 3 categorie in cui sono state raggruppate le variabili e in funzione dell'esposizione dei versanti ($i_{vn_{dist}}$, $i_{vs_{dist}}$, $i_{v_{dist}}$, $i_{v_{sciv}}$ e

$i_{V_{esp}}$ e 3 *indici globali* ($i_{Vn_{tot}}$, $i_{Vs_{tot}}$, $i_{V_{tot}}$) come combinazione dei 5 precedenti. Un primo risultato utile è stata l'individuazione di un gruppo di comuni con *indice di vulnerabilità* uguale a 0. Occorre tener presente che le analisi sono state condotte con i dati ad oggi a disposizione, che per alcune zone del territorio montano lombardo potrebbero non essere completi o approfonditi. Riscoprire

però che uno o più indici determinati per ciascun comune sia nullo, suggerisce che le caratteristiche topografiche/territoriali e/o gli elementi esposti non siano tali da determinare una vulnerabilità per quello specifico territorio.

Questo dato può tornare molto utile in fase di pianificazione, sia come rideterminazione dei confini delle zone omogenee rischio valanghe, sia come progettazione di eventuali interventi di mitigazione del rischio sul territorio.

Dai dati storici raccolti emerge inoltre che in Lombardia, negli ultimi 30 anni, gli eventi valanghivi si sono ripetuti in un numero limitato di comuni (specialmente in Alta Valtellina).

Per tenere conto in modo adeguato di questa tendenza e nello stesso tempo evitare di includere la maggior parte dei comuni in un'unica fascia con vulnerabilità bassa, si è ipotizzata una *funzione di vulnerabilità* che consideri che il valore comunale di vulnerabilità V cresca in modo logaritmico con l'*indice di vulnerabilità* i_v . La formula per la vulnerabilità totale V , considerando la totalità delle esposizioni dei versanti, valida per $i_v > e^{-3}$ (cioè circa $i_v > 0,05$), è:

$$V = 4 + \ln(\delta_{dist} i_{v_{dist}} + \delta_{sciv} i_{v_{sciv}} + \delta_{esp} i_{v_{esp}})$$

Indicizzando i 3 *indici di vulnerabilità*, si ottiene:

$$V = 4 + \ln\left(\sum_{z=1}^3 \delta_z \left(\sum_{i=1}^{N_i} \alpha_{z_i} q_{z_i}\right)_{norm}\right)_{norm}$$

Dove compaiono i termini:

q_{z_i} : variabili connesse alle superfici potenziali di distacco, alla suscettibilità del territorio alle valanghe e alla presenza di elementi esposti;

α_{z_i} : pesi associati alle variabili;

δ_z : pesi associati ai tre *indici di vulnerabilità*.

Per valori di $i_v > e^{-3}$ (cioè circa $i_v > 0,05$), la curva è considerata lineare e passante per l'origine degli assi.

Tab. 1 - Distribuzione dei comuni all'interno delle 5 classi discrete di vulnerabilità, considerando la totalità delle esposizioni dei versanti.

Classi di vulnerabilità	Numero di comuni			
	V_TOT	V_DIST	V_SCIV	V_ESP
0	69	70	199	331
1	333	294	226	74
2	50	72	41	49
3	30	40	16	29
4	7	13	7	6

Fig. 5 - Funzione di vulnerabilità.

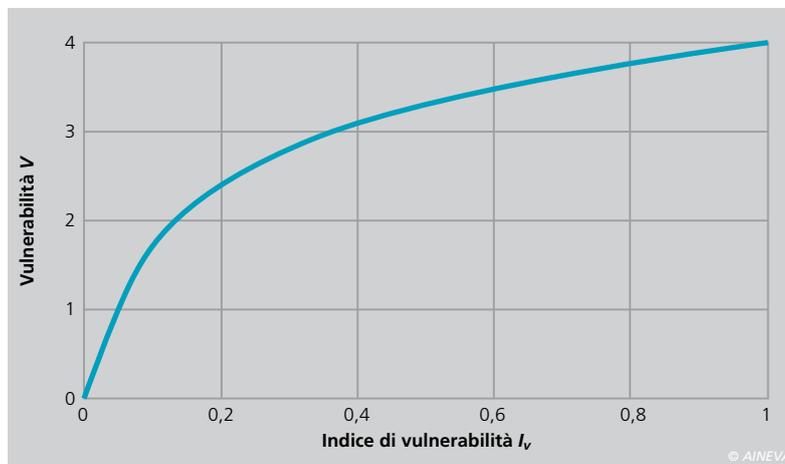
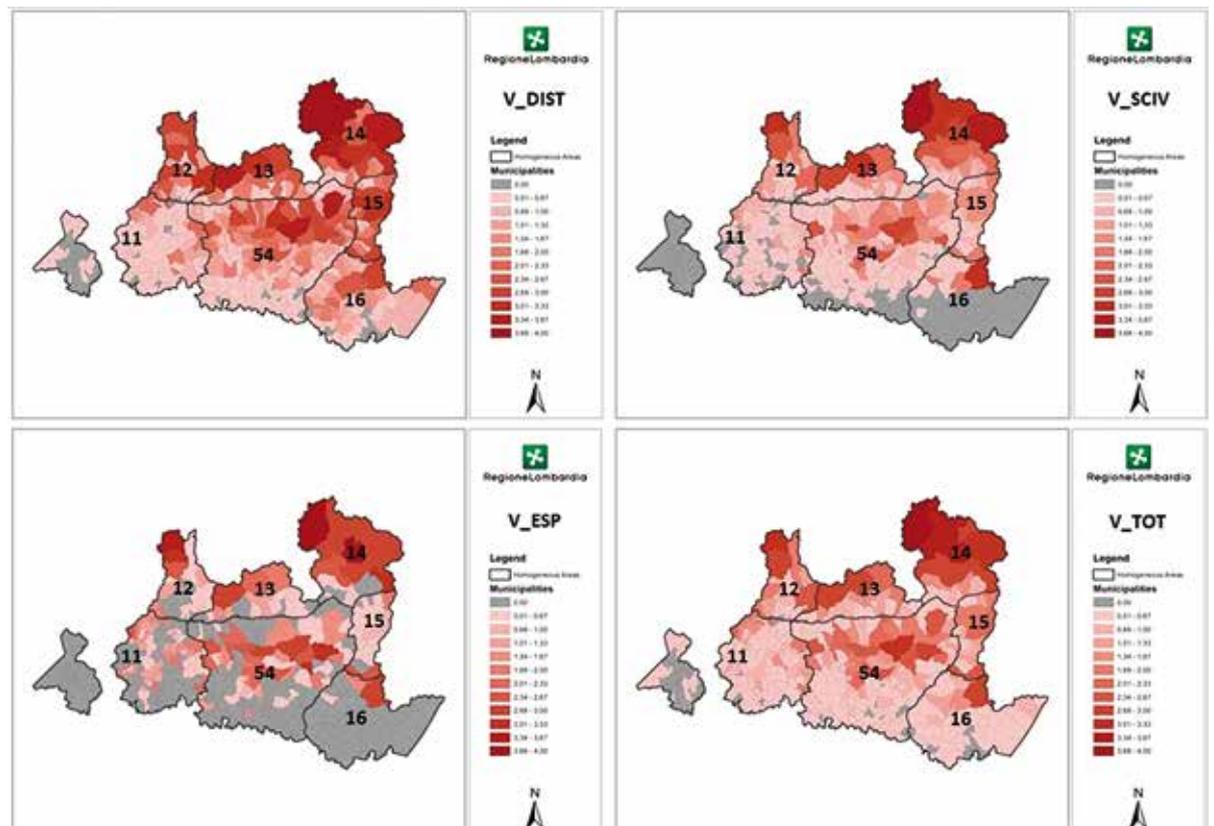


Fig. 6 - Mappe di vulnerabilità (V_DIST, V_SCIV, V_ESP e V_TOT).



Analogamente, le formule per le singole vulnerabilità v_{dist} (considerando la totalità delle esposizioni dei versanti), v_{sciv} e v_{esp} , valide per $i_v > e^{-3}$ (cioè circa $i_v > 0,05$), sono le seguenti:

$$V_{dist} = 4 + \ln i_{v_{dist}} = 4 + \ln \left(\sum_{j=1}^4 \alpha_{distj} q_{distj} \right)_1$$

$$V_{sciv} = 4 + \ln i_{v_{sciv}} = 4 + \ln \left(\sum_{j=1}^4 \alpha_{scivj} q_{scivj} \right)_1$$

$$V_{esp} = 4 + \ln i_{v_{esp}} = 4 + \ln \left(\sum_{j=1}^6 \alpha_{espj} q_{espj} \right)_{n\alpha}$$

Un importante vantaggio del metodo è che il *valore di vulnerabilità* è distribuito con continuità da 0 a 4 e tiene conto delle differenze tra le situazioni dei diversi territori comunali, ognuno con le proprie specificità.

Per dare un'idea della distribuzione del *valore di vulnerabilità* V dei comuni, questi sono stati raggruppati in 5 classi discrete (Tab. 1). I comuni con $i_v = 0$, sono stati raggruppati in un'unica classe (classe 0) e per essi non viene condotta l'analisi di rischio. Nelle *Mappe di vulnerabilità* create (Fig. 6), sono evidenziati in grigio i comuni con $V=0$, ovvero che indipendentemente dal criterio di classificazione scelto, con i dati utilizzati non risultano avere elementi di vulnerabilità sul proprio territorio. Questi comuni si concentrano soprattutto nella parte bassa delle aree omogenee 11, 54 e 16 (fascia prealpina inferiore) e nei fondovalle alpini e prealpini.

Occorre ricordare però che in alcune province non sono ancora state realizzate le CLPV e di conseguenza i risultati potrebbero risentire di questa disomogeneità.

Un esempio è rappresentato dal territorio della zona omogenea 16 (Prealpi bresciane), in cui pur in presenza di aree potenzialmente idonee al distacco e alla formazione di valanghe (V_{DIST}) le altre vulnerabilità risultano nulle. Come già accennato nel paragrafo relativo all'analisi cartografica condotta, sarebbe opportuno prevedere la possibilità di compiere indagini più approfondite, anche mediante sopralluoghi specifici, ricerche in archivi di dati storici o studi, per verificare la bontà delle analisi condotte su questi territori e reperire nuovi dati di validazione.

Viceversa, i comuni che risultano avere una vulnerabilità del territorio maggiore, si concentrano nella zona omogenea 14 (Alta Valtellina), 15 (Adamello) e nei comuni a quote più elevate della zona 12 (Valchiavenna), 13 (Media Valtellina e Valmalenco) e 54 (Orobie).

CALCOLO DEL RISCHIO VALANGHE: MATRICE CONTINUA LOMBARDA (LCM)

Ai fini di protezione civile, il rischio è rappresentato dalla possibilità che un fenomeno naturale o indotto dalle attività dell'uomo possa causare effetti dannosi sulla popolazione, gli insediamenti abitativi e produttivi e le infrastrutture, all'interno di una particolare area, in un determinato periodo di tempo. *Rischio* e *pericolo* non sono la stessa cosa e in Lombardia la valutazione compete a Enti distinti: ARPA NivoMeteo di Bormio valuta il *pericolo*, rappresentato dall'evento calamitoso che può colpire una certa area (causa); il Centro Funzionale di Regione Lombardia valuta il *rischio*, rappresentato dalle sue possibili conseguenze, cioè dal danno che ci si può attendere (effetto). Per valutare concretamente un *rischio*, quindi, non è sufficiente conoscere il *pericolo*, ma occorre anche stimare attentamente il valore esposto, cioè i beni presenti sul territorio che possono essere coinvolti da un evento, e la loro *vulnerabilità*.

Il *rischio* quindi è traducibile nella formula: $R = P \cdot V$

- $P = \text{pericolosità}$: probabilità che un fenomeno di una determinata intensità si verifichi in un certo periodo di tempo, in una data area.

- $V = \text{vulnerabilità}$: propensione dell'esposto a subire danneggiamenti in conseguenza delle sollecitazioni indotte da un evento di una certa intensità. Nel presente studio questo termine comprende anche il valore esposto.

Il *valore di pericolosità valanghe* P varia in modo discreto tra 1 e 5 e viene stimato per le aree omogenee lombarde da ARPA - Centro NivoMeteo di Bormio e dal Servizio Meteoromont (Corpo Forestale dello Stato /

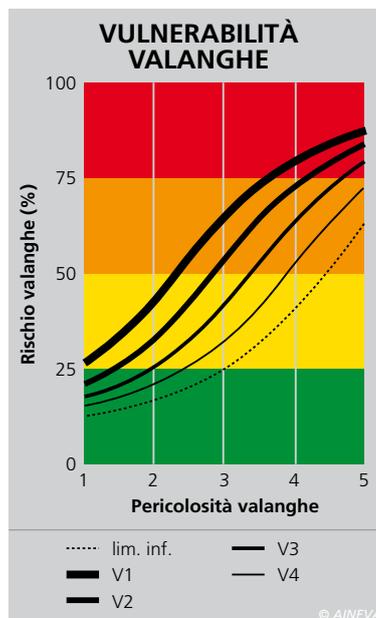


Fig. 7 - MATRICE CONTINUA LOMBARDA RISCHIO VALANGHE (LCM).

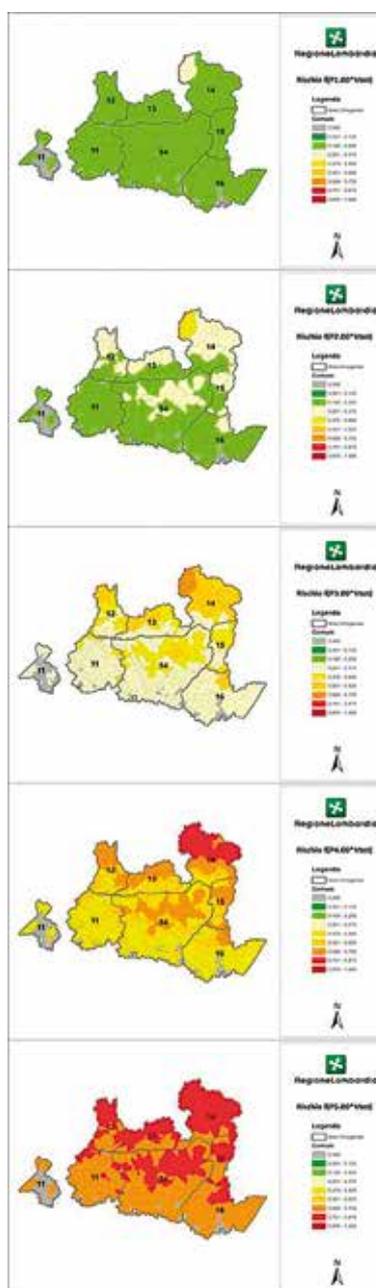


Fig. 8 - Mappe di Rischio con pericolosità crescente da 1 a 5.

Comando Truppe Alpine / Servizio Meteorologico AM). La previsione viene trasmessa al CFMR quotidianamente, sia come dato riferito alla situazione in corso sia come dato previsionale per i giorni successivi.

Rischio valanghe comunale

L'obiettivo è stato quello di definire un algoritmo che calcolasse il *valore di rischio valanghe R* su scala comunale: avendo a disposizione valori continui di vulnerabilità V e al fine di prevedere una possibile integrazione di valori continui di P , si è scelto di non utilizzare una semplice *matrice di rischio* (con un numero fisso e limitato di righe e colonne), ma di proporre un *operatore continuo di rischio* denominato *MATRICE CONTINUA LOMBARDA RISCHIO VALANGHE (LCM)*.

Questo operatore è stato tarato per rispondere alle esigenze di protezione civile e tiene conto del fatto che, in presenza di valori di vulnerabilità V maggiori di 0, il rischio R non assume mai valori nulli (rischio assente) o unitari (rischio certo).

Sono stati tarati i parametri di un fascio di curve monotone, sempre crescenti, concentrate agli estremi e che presentano una maggiore dispersione in corrispondenza dei valori medi di pericolosità ($2 < P < 4$). Questa caratteristica è stata studiata per rendere conto che:

- con valori estremi di pericolosità P (vicini a 1 o 5): il rischio R è determinato prevalentemente dal valore di P ;
- con valori intermedi di pericolosità P : il rischio R è determinato prevalentemente dal valore di V , ovvero dalla presenza (in ogni territorio comunale) di elementi esposti e/o di caratteristiche idonee del terreno al distacco/formazione di valanghe. Il valore R così ottenuto risulta essere di-

stribuito con continuità e, a seconda della P prevista sul territorio, varia per ciascun comune in funzione della propria specifica V . Il valore R inoltre è stato classificato sulla base della gravità, ottenendo una scala cromatica dal grigio al rosso, ovvero dai valori nulli a quelli di rischio più elevato. In dettaglio:

- *Livello di criticità GRIGIO o ASSENTE* ($R = 0$): non sussistono le condizioni necessarie al manifestarsi del rischio;
 - *Livello di criticità VERDE o TRASCURABILE* ($0 < R < 0,25$): corrisponde alla condizione in cui le criticità possibili avvengono in contesti già noti alla popolazione e ritenuti comunemente ed usualmente accettabili;
 - *Livello di criticità GIALLO o ORDINARIO* ($0,25 < R < 0,50$): il rischio può essere considerato basso ma non trascurabile, in quanto a livello locale potrebbero presentarsi problematiche che necessitano di attenzione e vigilanza;
 - *Livello di criticità ARANCIONE o MODERATO* ($0,50 < R < 0,75$): il rischio deve essere considerato rilevante e gestito a livello locale con molta attenzione, per la possibilità che valanghe di medie e/o grosse dimensioni possano colpire anche centri abitati e/o infrastrutture;
 - *Livello di criticità ROSSO o ELEVATO* ($0,75 < R < 1$): il rischio deve essere considerato elevato con alta probabilità di distacco e formazione di valanghe anche di grosse dimensioni che potrebbero interessare centri abitati e/o infrastrutture.
- Dalle mappe di rischio emerge una forte disomogeneità del territorio alpino e prealpino lombardo, tra zone omogenee diverse ma anche all'interno delle stesse. I comuni che presentano una vulnerabilità più alta (e di conseguenza al crescere della pericolosità, un rischio più elevato) sono concentrati in alta Valtellina, alta Valchiavenna, Valmalenco, Adamello e Orobie bergamasche, mentre la fascia prealpina inferiore risulta avere valori di rischio più bassi o nulli.

Rischio valanghe zone omogenee

Per considerare in modo adeguato i valori R di ciascun comune all'interno della relativa zona omogenea, si è ipotizzata una funzio-

ne che permettesse di riclassificarli, assegnando una importanza maggiore ai valori più alti e tenesse conto in modo adeguato dei valori medio-bassi (Fig. 9).

La calibrazione dei parametri di questa curva nelle prossime stagioni, permetterà di tarare la metodologia proposta di allertamento su zone omogenee, per arrivare ad una ottimizzazione dei mancati-falsi allarmi e un miglioramento dell'efficienza del sistema stesso.

Una prima valutazione del rischio valanghe su zona omogenea è stata ottenuta effettuando la media dei valori di rischio comunali (riclassificati come sopra descritto), pesati mediante il rapporto della superficie comunale rispetto alla superficie totale della zona omogenea di appartenenza.

A fronte di un valore di pericolosità omogeneo su tutto il territorio lombardo, il valore di rischio varia sensibilmente tra le zone omogenee in base al valore di vulnerabilità associato. Questa valutazione presenta però il limite di non discriminare il rischio valanghe ai fini di protezione civile rispetto a fenomeni di alta montagna.

Per superare questo limite e affinare ulteriormente l'analisi, si è proceduto all'individuazione delle quote massime di centri abitati e strade che potrebbero essere interessate da valanghe.

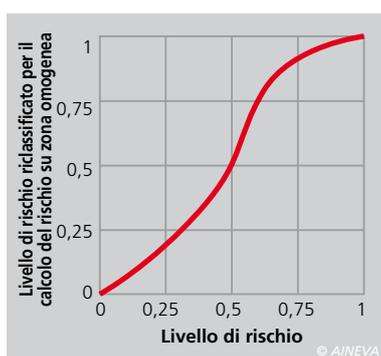
Nei comuni con studi *CLPV* si è considerata la quota massima derivante dalla intersezione delle aree interessate, o potenzialmente interessabili, da valanghe con le infrastrutture (viabilità, abitazioni) presenti sul territorio.

In assenza delle *CLPV* si è proceduto invece considerando la quota massima comunale dei centri abitati.

Si è ottenuta così una tabella contenente, per ciascun comune, il valore massimo di quota rappresentante il limite superiore del territorio di interesse ai fini di protezione civile.

A seguito della previsione della quota limite di pericolosità valanghe (differenziabile per ogni zona omogenea), si può stimare se ogni comune sarà interessato dalla pericolosità valanghe ai fini di protezione civile: la somma di queste superfici comunali determina la porzione di territorio di

Fig. 9 - Funzione di riclassificazione dei livelli di rischio valanghe comunali per la valutazione su zona omogenea.



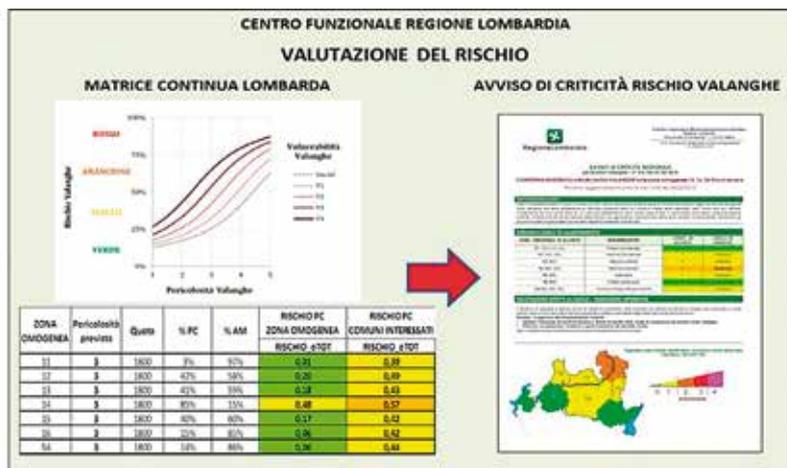


Fig. 10 - Applicazione all'interno della catena di allertamento della MATRICE CONTINUA LOMBARDA RISCHIO VALANGHE.

ciascuna zona omogenea interessata dalla previsione di rischio valanghe. Nella restante porzione di zona, saranno confinati eventi classificati come di alta montagna e non soggetti all'attività di allertamento della Protezione Civile.

La rivalutazione del livello di rischio specifico di ogni zona omogenea viene eseguita rapportando la somma dei valori di rischio comunali (solo dei comuni selezionati in base alla quota) alla superficie della zona di appartenenza. Per non perdere il dettaglio raggiunto con le analisi, si è deciso, inoltre, di calcolare anche il valore di rischio valanghe rivalutato esclusivamente per il territorio dei comuni selezionati in base alla quota, definendo potenzialmente un allertamento di tipo localizzato.

Occorre tenere presente che il processo di valutazione del rischio a livello di zone omogenee è stato automatizzato per quanto riguarda il dato di esposizione dei versanti, quota relativa alla pericolosità del fenomeno ed elementi esposti, per finalizzare le previsioni di rischio valanghe a problematiche di protezione civile.

Esistono però altri fattori che incidono sul livello di criticità, che bisogna considerare nella valutazione ma che non è stato possibile automatizzare. L'intensità e la direzione del vento a quote medio-alte, l'altezza di neve fresca presente al suolo, la quota della presenza del manto nevoso sul territorio, sono tutti fattori che influenzano la pericolosità e di conseguenza il rischio valanghe, e che il valutatore deve prendere in considerazione nel momento in cui viene eseguita l'analisi per la definizione del livello di criticità di ogni zona omogenea.

CONCLUSIONI

La metodologia proposta si basa su un'innovativa applicazione del concetto di rischio e mira a supportare l'attività di allertamento del territorio da parte del CFMR, a fini di protezione civile.

Le attività auspicabili nel breve termine sono:

- Realizzazione di schede comunali riportanti le superfici vulnerabili individuate a supporto delle Amministrazioni locali. Questi dati, una volta validati con studi e sopralluoghi, da una parte migliorerebbero le analisi condotte, dall'altra diventerebbero un utile supporto all'attività di pianificazione di emergenza locale nella mitigazione e studio del rischio valanghe sul territorio;
- Estensione delle CLPV sul territorio montano attualmente scoperto;
- Ampliamento del database degli eventi storici registrati con nuovi eventi, ricavati da archivi locali o da fonti aggiuntive, per migliorare la caratterizzazione di vulnerabilità in termini di localizzazione e frequenza di accadimento;
- Miglioramento del dato di quota degli elementi esposti tramite supporto locale. Occorrerebbe una verifica generale, riconducibile alla creazione di schede specifiche comunali, per valutare la bontà dei dati utilizzati;
- Visualizzazione cartografica *real-time* di sintesi dei risultati delle analisi condotte, come *sistema di supporto alle decisioni* per l'attività di allertamento regionale.

Occorre sottolineare che la metodologia proposta non può sostituire la valutazione di rischio a livello locale, eseguita su

situazioni reali e sito specifica. Il metodo tuttavia è basato su un approccio rigoroso in grado di restituire al previsore un valore di rischio sul territorio oggettivo, calibrato sui dati reali alla base delle analisi condotte. Pertanto è pensato per il supporto del CFMR nell'attività di allertamento e degli Enti locali nelle decisioni inerenti l'attività di prevenzione.

La presente metodologia deve essere considerata attualmente in forma prototipale e verrà testata nella prossima stagione invernale per la costruzione di una matrice di contingenza necessaria alla definizione di indici di verifica delle performance del sistema.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano i dott. Geol. Igor Chiambretti, Giovanni Peretti e Gregorio Mannucci per il supporto tecnico e gli utili consigli; il dott. Paolo Fassi, l'ing. Stefania Lecchi e l'ing. Fabio De Antoni per i contributi forniti.

Bibliografia

- Bolognesi, R., Denuelle, M. and Dexter, L.: Avalanche forecasting with GIS, International Snow Science Workshop (ISSW), 1996, Banff, Canada, pp. 11-13.
- Gruber, U. and Haefner, H.: Avalanche hazard mapping with satellite data and a digital elevation model, Applied Geography, 15 (2), 99-113.
- Maggioni, M. and Gruber, U.: The influence of topographic parameters on avalanche release dimension and frequency, Cold Regions Science and Technology, 2003, 37: 407-419.
- Maggioni, M., Gruber, U. and Stoffel, A.: Definition and characterisation of potential avalanche release areas, Proceedings of the 2001 ESRI International User Conference, 2001, San Diego.

Sitografia

- www.protezionecivile.regione.lombardia.it
- www.protezionecivile.it
- www.aineva.it
- www.arpalombardia.it
- www.sian.it/infoMeteo/
- http://www.slf.ch/index_IT



SPAZIO BIANCO Sulle tracce di Paulcke Viaggio nella memoria, alle origini dell'alpinismo a sci

Da sempre la montagna è per l'uomo luogo di esperienze e riflessioni intense, di più o meno inattese rivelazioni su se stesso e sulla vita. In questo bellissimo libro, catalogo dell'omonima mostra fotografica, si incrociano le emozioni di diciassette appassionati, fra cui gli sguardi curiosi e complementari di due fotografi. Il pretesto è la ricreazione di una traversata a sci dei ghiacciai di alta quota nella regione svizzera dell'Oberland bernese, divenuta storia per lo scialpinismo alpino: quella compiuta nel gennaio del 1897 da una comitiva di pionieri guidati da Wilhelm Paulcke. Per celebrare il 40° anno dalla fondazione, la scuola di alpinismo e scialpinismo del Club Alpino Italiano Guido Della Torre (patrocinata dalle Sezioni di Busto Arsizio, Castellanza, Legnano, Parabiago e Saronno) ha dunque organizzato questo speciale Raid in cui un gruppo di moderni rievocatori ha ripetuto l'itinerario, ormai classico, in forma di completa autonomia. Bivaccando a stretto contatto con l'ambiente naturale e servendosi di quei "mezzi leali" che così bene caratterizzano un rapporto con la montagna fatto di disciplina, rispetto e tempi non condizionati dalle nostre abituali urgenze.

Ne è nato un racconto fotografico dal quale lasciarsi rapire e trasportare cogliendo tutta la forza e la bellezza comunicativa della fotografia: l'occhio del fotografo è determinante nella trasmissione della prospettiva desiderata.

Camisasca e Pravettoni colgono aspetti diversi dello stesso viaggio, regalando una grande ricchezza alla mostra e al volume (anch'essi promossi e realizzati dagli istruttori della scuola Guido della Torre).

A corredo del racconto illustrato, sono incluse le traduzioni di Clara Mazzi di due importanti scritti di Paulcke: la relazione originale che egli rese della "spedizione" (testo inedito in lingua italiana) e una disamina retrospettiva sullo stato di sviluppo e diffusione della moderna (nel 1905) tecnica di progressione a sci.

La mostra ha intrapreso il suo percorso itinerante a Busto Arsizio (presso il Museo del Tessile, dal 17 al 25 ottobre), per proseguire a Legnano dal 13 al 15 novembre (Famiglia Legnanese) e trasferirsi a Bergamo, fino al 15 gennaio 2016, presso il Palamonti.

Un incontro con i protagonisti si è tenuto in occasione dell'inaugurazione della mostra sabato 21 novembre. È stata un'occasione per tutti di avvicinarsi alle meraviglie dell'alta montagna innevata, scoprirne un approccio originale di frequentazione e comprendere da chi e come questo sport fu importato nelle Alpi.

Spazio Bianco. Sulle tracce di Paulcke. Viaggio nella memoria, alle origini dell'alpinismo a sci.

Fotografie di Claudio Camisasca e Davide Pravettoni
Nomos Edizioni
pag.160-fotografie b/n
cm 24x17
€ 14,90
ISBN 9788898249527

Benedetta Tosi, Nomos Edizioni

Sicuramente sulla neve: conoscenza e informazione per ridurre il rischio di incidenti da valanga

Il 16 novembre 2015 si è svolto a Torino, presso il Centro Incontri Regione Piemonte, il convegno "Sicuramente sulla neve: conoscenza e informazione per ridurre il rischio di incidenti da valanga". Il tema, molto sentito tra operatori del settore e appassionati della montagna innevata, ha captato l'attenzione di ben 300 persone e l'interesse dei media. Conoscere la montagna e la neve, essere consapevoli del rischio e adottare i comportamenti corretti per ridurlo, informarsi e agire per tempo interpretando i segnali della natura innevata, sono gli argomenti che hanno guidato la programmazione e la trattazione del convegno. Con l'occasione sono state presentate le diverse attività e i servizi che Arpa Piemonte e Regione Piemonte realizzano nell'ambito della valutazione e della divulgazione di un concetto così complesso e difficile da far comprendere ai più: il pericolo

di valanghe. Filo conduttore anche della tavola rotonda del pomeriggio, moderata da Roberto Montavani, attorno cui erano seduti i soggetti istituzionali che si occupano di formazione e soccorso - dal Collegio dei Maestri alle Guide Alpine, dal Formont al Soccorso Alpino - e alcuni noti professionisti, è stato il concetto che qualsivoglia sistema regionale non sarà mai sufficiente ed efficiente senza la presa di coscienza, da parte dell'utente finale, che il ruolo principale della prevenzione del rischio valanghe è svolto dal lui stesso, con atteggiamenti e comportamenti responsabili. Conoscenza del fenomeno, informazione costante e puntuale sulle condizioni nivo-meteorologiche, pianificazione mirata e, eventualmente, filosofia della rinuncia, sono i primi passi per adottare comportamenti che riducono il rischio in favore della sicurezza, mettendo in campo tutte le risorse individuali e di gruppo per un'efficace azione di auto-protezione. Il primo obiettivo concreto è perciò quello di contribuire a migliorare l'informazione locale esistente anche attraverso modalità comunicative sempre più attrattive, tra cui un nuovo servizio di informazione e previsione nivo-meteorologica per l'escursionismo, disponibile sul sito della Rete Escursionistica della Regione Piemonte (<http://www.regione.piemonte.it/retescursionistica/cms/>), un'App, Meteo Vetta, scaricabile gratuitamente dai principali store e integrata nel portale della Rete Escursionistica della Regione Piemonte, video con le previsioni

mete e la situazione valanghe per il week-end, prodotti una volta alla settimana, mappe meteorologiche osservate e previste, aggiornate quotidianamente e previsione last-minute per il weekend focalizzata sul terreno su cui si muove l'escursionista. Tra i prodotti di approfondimento, le cartoline sui pericoli in montagna "Prenditi tempo per conoscere il tempo", a cui sono associati delle infografiche animate e il prodotto multimediale interattivo sui pericoli in montagna legati alla meteorologia e alle valanghe, per imparare in modo divertente ad affrontare un'escursione con la massima sicurezza e mettersi alla prova in giochi e test. Fondamentali tra tutti questi prodotti sono state le modifiche adottate per il bollettino valanghe che ha cambiato layout e, soprattutto, l'impostazione comunicativa. Già utilizzato per una gran parte della stagione invernale scorsa, migliorato ancora nella grafica per la presente stagione, si sviluppa su due pagine, di cui la prima, aggiornata quotidianamente e tradotta in inglese, è dedicata interamente al pericolo valanghe, alla fenomenologia valanghiva attesa e ai dati nivo-meteorologici base, utili per la comprensione completa del grado emesso in analisi e in previsione e necessari per la pianificazione dell'escursione; la seconda pagina contiene gli approfondimenti sul manto nevoso, l'innevamento e ancora dati di temperatura, innnevamento, mappe di vento e fotografie o immagini esplicative. Infine dal bollettino valanghe, da quest'inverno, viene sviluppato un nuovo prodotto di sintesi, che proponendo le mappe del pericolo valanghe del mattino e del pomeriggio, aiuta l'utente alla comprensione immediata dell'evoluzione diurna del grado di pericolo e va incontro alle esigenze dei gestori delle stazioni sciistiche che espongono il bollettini nei punti di maggior affluenze dei clienti; anch'esso è tradotto in inglese. Il convegno è stato anche l'occasione per presentare il Rendiconto Nivometrico della stagione invernale 2014-15: prodotto annualmente dell'ufficio nivologico, da alcuni anni

in collaborazione con il servizio meteorologico, nella sua forma ormai consolidata, fornisce un compendio sullo stato d'innevamento e sul pericolo valanghe della stagione invernale passata. Il rapporto analizza i dati nivometrici confrontandoli con le serie storiche, descrive l'andamento meteorologico della stagione invernale, presenta le variazioni del pericolo valanghe in relazione agli eventi nevosi più significativi, descrive i principali eventi valanghivi spontanei osservati e gli incidenti da valanga verificatisi. Rivolto a tutti i tecnici che a vario titolo, professionale e di ricerca, hanno necessità di approfondire i tratti salienti della stagione invernale, è pensato anche per un pubblico più vasto interessato alle tematiche relative al fenomeno neve ed al pericolo valanghe sul territorio regionale e per questo prodotto anche in veste di infografica. Il convegno si è concluso nel secondo pomeriggio con ancora la sala piena di spettatori attenti e parte attiva della tavola rotonda con quesiti, talora anche provocatori, rivolti sia agli invitati sia alle istituzioni, da cui prendere spunto per le prossime sfide previsionali e comunicative.

Maria Cristina Prola

UN NUOVO TRAGUARDO PER FRANZ

Il 4 ottobre 2015 non è stato un giorno qualsiasi: Francesco Somavilla, detto Franz, una delle figure di spicco della nivologia italiana, ha concluso il suo incarico di responsabile del Centro Valanghe di Arabba avendo maturato i requisiti per la meritata pensione. Classe 1953, formazione classica, laurea in scienze forestali, fece parte del nutrito drappello di giovani specialisti che, sul finire degli anni '70, furono chiamati in Veneto a costituire l'ossatura tecnico-organizzativa del costituendo settore forestale regionale, a seguito del passaggio di alcune competenze in materia di foreste e difesa del suolo dallo Stato alle Regioni. La sua esperienza lavorativa nel settore neve e valanghe è iniziata sul finire del 1981 quando entrò a far parte dell'allo-

ra Centro Sperimentale Valanghe e Difesa Idrogeologica, struttura che la Regione del Veneto aveva da pochi giorni inaugurato ad Arabba, in provincia di Belluno, con lo scopo di svolgere le attività operative, di supporto tecnico e di ricerca applicata nei campi della meteorologia alpina, delle valanghe e della difesa idrogeologica. In questa struttura, che dal 1998 è passata alle dipendenze funzionali dell'Agenzia Regionale per l'Ambiente (ARPAV), Franz ha svolto tutta la sua carriera lavorativa di dipendente pubblico occupando diversi livelli di responsabilità fino a diventare, nel 2001, responsabile del Centro, posizione che ha mantenuto fino alla pensione. Dal punto di vista tecnico la sua attività è stata incentrata principalmente sulla cartografia valanghe e sulla progettazione delle opere di difesa dalle valanghe. Già agli inizi degli anni '80, quindi in epoca pionieristica per questo settore in Italia, è stato fra i primi ad applicare operativamente il metodo francese per la realizzazione delle Carte di Localizzazione Probabile delle Valanghe. Sotto il suo coordinamento la Regione del Veneto in pochi anni si è dotata della cartografia valanghe su tutto il territorio montano, strumento ancor oggi considerato basilare per la pianificazione territoriale a diversi livelli. Nel settore della progettazione delle opere di difesa ha promosso l'utilizzo in Italia - e contribuito al miglioramento tecnico - delle opere fermaneve flessibili in rete d'acciaio, in anni nei quali il problema ambientale dovuto all'impatto delle opere fermaneve classiche cominciava a diventare un aspetto fortemente limitante nella realizzazione di questi interventi. Nel settore della ricerca, con lo scopo di individuare parametri progettuali più aderenti alle peculiarità nivologiche che caratterizzano il versante sudalpino, ha promosso e realizzato il sistema per lo studio della dinamica delle valanghe del Monte Piz-zac che, nonostante i pochi anni di funzionamento, si è rivelato uno strumento innovativo e utilissimo per lo studio delle piccole e medie valanghe di canalone. Pur essen-



do la progettazione delle opere di difesa il suo ambito di lavoro prediletto, consapevole dei limiti sia tecnici che economici degli interventi strutturali, si è fatto promotore, sia a livello tecnico che legislativo, di iniziative per rendere possibile anche in Italia la gestione del rischio attraverso interventi non strutturali di mitigazione (chiusura temporanea, distacco artificiale ecc.). Nella sua attività professionale Franz ha sempre avuto un legame speciale con il territorio e con i problemi pratici dovuti alle valanghe e, per questo, più degli ambienti accademici e dei frequentatori di convegni, sentiranno la sua mancanza dalla scena professionale i sindaci, gli amministratori, i gestori delle strade e, più in generale, tutti coloro che devono confrontarsi ogni giorno sul campo con il problema valanghe. Anche alle riunioni dell'AINEVA, di cui è stato stimato coordinatore dal 2009 al 2011, mancheranno, oltre ai suoi contributi tecnici, le sue storie di vita vissuta e i suoi commenti dissacranti. Da tutti noi colleghi dei Servizi valanghe regionali e provinciali l'augurio più sincero affinché questa nuova fase della sua vita sia piena di soddisfazioni e di nuove mete da raggiungere con la sua amata moto.

Anselmo Cagnati



SNOWCOVERS IN NY-ÅLESUND (BRØGGERHALVØYA - SVALBARD ISLANDS)

M. Valt, R. Salvatori

In the 1998-2015 period, over 190 snowcover profiles were carried out in the Ny-Ålesund area (Brøggerhalvøya - Svalbard Islands) in the framework of the Italian CNR research activity at the scientific base of Ny-Ålesund - Dirigibile Italia. The measurements were carried out and stored according to international standards. The analysis of more than 1,600 snow layers allowed researchers to determine some crystallographic characteristics of grains for the Arctic zone: prevalent forms, average size, hardness and density. The first results show, for the Brøggerhalvøya snowcovers, the prevalence of faceted crystals FC, depth hoar DH and transitional forms RGxf and FCxr. Many rounded grains RG, due to the action of wind, were also observed. The average seasonal snow density, determined for the end of the accumulation season, amounts to 311 ± 86 kg



m^{-3} , and to 385 ± 60 kg m^{-3} for the multiannual snow, for a general average value of 346 ± 45 kg m^{-3} . Snowcover duration in the area along the coast is 7-8 months and snowcover height is generally lower than 100 cm. The stratigraphic sequence show the presence of basal layers FC and DH and thin superimposed layers of IC and MF which, alongside the general snowcover features (duration and thickness) and the meteorological features of the area, confirm the climate classification as "High Arctic

maritime snow climate" for the western snowcovers of Svalbard islands.

INFLUENCE OF SNOWCOVER ON GROUND SURFACE TEMPERATURE

*M. Isabellon, U. Morra di Cella,
G. Filippa, P. Pogliotti, E. Cremonese,
M. Freppaz*

The surface thermal regime is a parameter correlated with soil physical conditions. During winter the snowpack has

an insulating effect between atmosphere and soil. In fact, its efficiency in that sense depends upon several climatic (precipitations amount, air temperature, wind) and topographic factors (altitude, exposure, slope). This paper presents the analysis of four years of hourly measurements of ground surface temperature in 20 different points distributed in Cervinia basin, Valtournenche (Aosta).

The points are located at different altitudes, exposures and slopes with the aim of investigating relationships between air temperature, topography and snow cover spatial and temporal distribution. During the four years (2010-2014) taken into exam, the snow cover has shown considerable variability, allowing researchers to obtain a good representation of possible conditions. We conclude that ground surface temperature is closely related to the snow cover duration and its melting rate. Furthermore, besides altitude, exposure is the factor exerting the greatest influence on snow cover

duration. This analysis has also revealed the possible presence of permafrost at the coldest points above 2,500 a.s.l.

EURACSnow Maps Automatic monitoring of snowcover in the Alpine range with MODIS satellite images

*C. Notarnicola, M. Callegari,
A. Costa, L. De Gregorio, A. Jacob,
C. Marin, R. Monsorno, B. Ventura,
M. Zebisch*

This paper presents the results of an innovative algorithm, EURACSnow for snow cover monitoring based on MODIS satellite images. In the proposed approach, the main goal is to maintain resolution as high as possible, thus exploiting the 250 m resolution bands of MODIS. Having snow maps at 250 m notably improves snow investigation, especially in mountainous areas characterized by extreme landscape variability. By using this algorithm, daily snow cover maps have been generated over the Alpine range and

for the period from 2002 to 2015. To better understand and analyze the snow inter-annual variability, specific products have been generated for each year, such as snow cover duration, the first day and the last day of snow.

THE PREVENTIVE AVALANCHE RELEASE SYSTEM IN THE PADON- MARMOLADA SKI AREA

M. Martinelli

The Padon – Marmolada ski area in the Rocca Pietore resort (Belluno), on the Veneto side of Passo Fedaia at the foot of Punta Seraut (3,069 m a.s.l.) in the Marmolada range, during winter 2013/14 was heavily affected by the release of large avalanches that damaged two cableway systems and an alpine hut, even reaching Padon and Variante Fedaia ski runs, as well as provincial road 641 of Passo Fedaia. The damage made to skiing infrastructures led to the immediate closure of the Sella Ronda circuit towards the Marmolada area and

resulting stop of any tourist activity in the area. Following this event, Padon Marmolada S.p.A. immediately undertook to repair damaged installations and restore safety in dangerous areas, working side by side with Rocca Pietore municipality, also considering exceptional events like the one previously mentioned. This article illustrates the artificial avalanche release system developed to ensure safety in the area, which includes a range of O'bellx® compact avalanche-release systems installed in those areas subject to avalanche release. The system, which was completed and tested already in December 2014, has restored safety conditions in a very short time after the events, making ski infrastructures fit for use in safe conditions.

FROM AVALANCHE HAZARD TO AVALANCHE RISK: A METHOD FOR THE EVALUATION OF VULNERABILITY AND THE LOMBARD CONTINUOUS MATRIX

*I.Q. Valsecchi, A. Cucchi,
S. Hagos*

Objective: determination of an operational approach for the synoptic evaluation of the avalanche risk in the Lombard Alpine and Prealpine areas and its integration into the Regional Civil Protection alerting system.

Method: The first analysis aimed to identify the different territorial avalanche vulnerability factors, as inferred from: topographical data (slope, altitude, curvature, exposure), land use and vegetation cover data, existing maps of probable localization of avalanches (CLPV), historical events and analyses on the exposed elements (infrastructures and residential areas). These factors are the basis for the determination of a vulnerability function, assumed logarithmic. This function processes a weighted sum of individual vulnerability factors and returns three continuous values of Vulnerability (from 0 to 4) for each municipality. The three values are respectively representative

of: the potential surfaces of avalanche detachment (V_DIST), the potential sliding surfaces (V_SCIV) and the local presence of exposed elements (V_ESP). The combination of the three values has led to the determination of a global vulnerability (V_TOT) for each municipality. The avalanche risk calculation considers the obtained total vulnerability and the hazard, forecasted by ARPA Lombardia-NivoMeteo Centre and Meteomont-CFS. The risk calculation was not carried out using a traditional risk matrix (with a limited number of inputs and outputs), but using a continuous matrix, that allows to choose the precision of hazard, vulnerability and risk values. This matrix, defined "LOMBARD CONTINUOUS MATRIX for the evaluation of the avalanche risk", is graphically displayed as a bundle of curves, within the two-dimensional hazard-risk plane, parameterized on the vulnerability values (each associated with each municipality).

Results: The obtained risk varies continuously between 0 and 1, on a scale of five intervals corresponding to grey, green, yellow, orange and red levels (*absent, negligible, regular, moderate, and high risk*). It can be mapped on municipality scale and later aggregated to homogeneous area scale, territorial unity of warning. Finally one additional analysis tool allows to focus the alert using a number of changing factors (exposure, altitude), evaluated daily by the hazard forecasting centers. This new analysis allows to reduce the number of false alarms during the winter seasons.

Conclusions: The Functional Centre processes the results of the analysis on the homogeneous area scale and proceeds with the release of a Regional Alerting document (*Avviso di Criticità regionale*) for the Civil Protection system. It must be remembered that the message of this document must be completed only through the local evaluation, based on detailed and site-specific analysis. The proposed methodology is now under validation and it will be improved in the next future.



