

n° 55 - agosto 2005

Neve e valanghe

*Meteorologia alpina,
Glaciologia, Prevenzione
Sicurezza in montagna*



**Inverno 2005: nevicate eccezionali
sull'Italia centrale**

Campo di esercitazione con ARVA

Altezza al distacco delle valanghe

Densità neve e forma dei grani

**SIVA il sistema informativo
valanghe del Piemonte**

Mondo fluttuante dei ghiacciai

Instabilità versanti periglaciali



Alpinismo
Speleologia
Escursionismo
Trekking
Scialpinismo
Materiali nivometeo 
Attrezzature per lavori in altezza

ASPORT'S MOUNTAIN EQUIPMENT

il tuo negozio di sport



Quartier Carducci, 141 - Chiesa d'Alpago (BL) - Tel.0437 470129 - Fax 0437 470172 - info@asport-s.com - www.asport-s.com



www.aineva.it



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

REGIONE PIEMONTE

ARPA-Piemonte

Settore Meteoidrografico e Reti di Monitoraggio

Cso Unione Sovietica, 216 - 10134 Torino

Tel. 011 3168203 - Fax 3181709

e-mail: meteoidro@regione.piemonte.it

Bollettino Nivometeorologico:

Tel. 011 3185555

<http://www.regione.piemonte.it/meteo>

Televideo RAI 3 pagine 536 e 537

REGIONE AUTONOMA

VALLE D'AOSTA

Assessorato Territorio Ambiente e Opere Pubbliche

Dipartimento Territorio, Ambiente e Risorse Idriche

Direzione Tutela del Territorio

Loc. Amèrique 33/A - 11020 QUART (AO)

Tel. 0165 776600/1 - fax 0165 776804

Bollettino Nivometeorologico

Tel. 0165 776300

<http://www.regione.vda.it>

u-valanghe@regione.vda.it

REGIONE LOMBARDIA

ARPA-Lombardia Centro Nivometeorologico

Via Monte Confinale 9 - 23032 Bormio SO

Tel. 0342 914400 - Fax 0342 905133

Bollettino Nivometeorologico - 8 linee -

Tel. 8488 37077 anche self fax

<http://www.arpalombardia.it/meteo/bollettini/bolniv.htm>

Televideo RAI 3 pagina 517

e-mail: g.peretti@arpalombardia.it

PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO

Dipartimento Protezione Civile

Ufficio Previsioni e Organizzazione

Via Vannetti 41 - 38100 Trento

Tel. 0461 494877 - Fax 0461 238309

Self-fax 0461 237089

<http://www.meteotrentino.it/aspweb/index.asp>

e-mail: ufficio.previsioni@provincia.tn.it

PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO

Ufficio Idrografico, Servizio Prevenzione

Valanghe e Servizio Meteorologico

Via Mendola 33 - 39100 Bolzano

Tel. 0471 414740 - Fax 0471 414779

Hydro@provincia.bz.it

Bollettino Nivometeorologico

Tel. 0471 270555

Tel. 0471 271177 anche self fax

<http://www.provincia.bz.it/valanghe>

Televideo RAI 3 pagine 429 e 529

REGIONE DEL VENETO

ARPA-Veneto Centro Valanghe di Arabba

Via Pradat 5 - 32020 Arabba BL

Tel. 0436 755711 - Fax 0436 79319

Bollettino Nivometeo Tel 0436 780007

Self fax 0436 780008 - 79221

Fax polling 0436 780009

<http://www.arpa.veneto.it/csvdi>

e-mail: cva@arpa.veneto.it

REGIONE AUTONOMA

FRIULI VENEZIA GIULIA

Ufficio Valanghe

C/o Direzione Regionale delle Foreste

Via Cotonificio 127 - 33100 Udine

Tel. 0432 555877

Fax 0432 485782

Bollettino Nivometeorologico

NUMERO VERDE 800 860377 (in voce e self fax)

<http://www.regione.fvg.it/meteo/valanghe.htm>

e-mail: neve.valanghe@regione.fvg.it

Sede AINEVA

Vicolo dell'Adige, 18

38100 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.

**Numero telefonico per
l'ascolto di tutti i Bollettini
Nivometeorologici degli
Uffici Valanghe AINEVA
Tel. 0461/230030**



Periodico associato all'USPI
Unione Stampa Periodica Italiana

Rivista dell'AI NEVA - ISSN 1120 - 0642
Aut. Trib. di Rovereto (TN)
N° 195/94NC
del 28/09/1994
Sped in abb. postale Gr. IV - 50%
Abbonamento annuo 2005: Euro 15,50
da versare sul c/c postale n. 14595383
o su c/c bancario nr. 100/19 presso
Banca di Trento e Bolzano,
Agenzia Trento 6
ABI 03240 CAB 01832
intestato a: AI NEVA
vicolo dell'Adige, 18 - 38100 Trento

Direttore Responsabile

Giovanni PERETTI

Coordinatore di redazione

Alfredo PRAOLINI

ARPA Lombardia

Comitato di redazione:

Enrico FILAFERRO, Fabio GHESER,

Mauro GADDO,

Elena TURRONI, Mauro VALT,

Elena BARBERA, Paolo TURCOTTI

Comitato scientifico editoriale:

Massimo PASQUALOTTO,

Alberto TRENTI, Stefano BOVO,

Alberto LUCHETTA, Paolo STEFANELLI,

Giovanni PERETTI, Michela MUNARI

Segreteria di Redazione:

Vicolo dell'Adige, 18

38100 TRENTO

Tel. 0461/230305

Fax 0461/232225

Videimpaginazione e grafica:

MOTTARELLA STUDIO GRAFICO

www.mottarella.com

Cosio Valtellino (SO)

Stampa:

ALCIONE srl

Trento

Referenze fotografiche:

Foto di copertina: Alfredo Praolini

Renato Zasso: 17, 18, 20, 21

Lodovico Mottarella: 7, 73

Maria Cristina Prola: 47

Massimiliano Fazzini: 10, 15, 21

Alfredo Praolini: 1, 2, 4, 23, 30, 33

41, 42, 43, 44, 45

Luigi Bonetti: 38

Giovanni Badino: 55, 56, 57, 58, 59

**Hanno collaborato a questo
numero:**

Elena Barbera, Stefania Del Barba,

Serena Mottarella, Pietro Del Barba,

Giorgio Tecilla, Annalisa Paoli.

*Gli articoli e le note firmate esprimono
l'opinione dell'Autore e non impegnano
l'AI NEVA.*

I dati forniti dagli abbonati e dagli inserzionisti
vengono utilizzati esclusivamente per l'invio
della presente pubblicazione (L.31.12.96 n.675
e successive integrazioni).

Sommario

agosto 2005 numero 55



6

INVERNO 2005: NEVICATE ECCEZIONALI SULL'ITALIA CENTRALE

M. Fazzini, D. Lanzarone, V. Romeo, M. Gaddo, P. Billi



16

CAMPO DI ESERCITAZIONE PER LA RICERCA DEI TRAVOLTI IN VALANGA

M. Valt, R. Zasso



22

ALTEZZA AL DISTACCO DELLE VALANGHE

A. Riboni, B. Sovilla, D. Bocchiola, R. Rosso



40

STIMA DENSITA' DELLA NEVE

M. Valt, A. Cagnati



46

SIVA-IL SISTEMA INFORMATIVO VALANGHE DEL PIEMONTE

*M. Cordola, M. C. Prola, E. Bonansea, R. Pispico,
G. Papa, C. Rostagno*



54

IL MONDO FLUTTUANTE DEI GHIACCIAI

Giovanni Badino



60

INSTABILITA' DEI VERSANTI IN AMBIENTE PERIGLACIALE

*D. Tiranti, F. Bosco, L. Mensio,
M. Ponzzone, L. Lanteri*



Cari lettori,

apriamo questo nuovo numero di "Neve e Valanghe" comunicando la recente nomina a Presidente di AINEVA del dott. Alberto Cerise, Assessore al Territorio, Ambiente e Opere Pubbliche della Regione Autonoma Valle d'Aosta.

Il nuovo Presidente, al quale porgiamo un caloroso benvenuto, reggerà la nostra Associazione in una fase di rinnovamento, che si apre con la sottoscrizione di un importante accordo con il Dipartimento Nazionale della Protezione Civile.

In tale contesto, ad AINEVA è stato affidato l'incarico di sviluppare un articolato programma di attività finalizzato all'elaborazione di strumenti tecnico-scientifici utili per la gestione delle problematiche di protezione civile, connesse ai fenomeni di natura nivometeorologica e valanghiva.

Ma torniamo al nostro "Neve e Valanghe" che, dopo un numero interamente dedicato all'approfondimento degli aspetti giuridici inerenti alla gestione del rischio di valanga nei comprensori per gli sport invernali, torna ora alla sua consueta struttura editoriale, affrontando vari temi nei tradizionali settori di interesse.

In questo numero ci occuperemo, infatti, di clima ed in particolare di innevamento nell'Italia centrale. Gli autori ci comunicano i risultati di un'interessante ricerca condotta sulla passata stagione invernale, che, come ricorderete, è stata caratterizzata da nevicate abbondanti, accompagnate da temperature nettamente al di sotto delle medie stagionali.

In due distinti documenti gli amici del Centro Valanghe di Arabba approfondiscono alcuni temi di rilievo nel settore nivologico e della prevenzione. Vengono, infatti, esposti i risultati di una ricerca che ha evidenziato interessanti correlazioni tra i parametri nivologici di durezza dello strato e di forma dei grani con quelli relativi alla densità del manto nevoso. Tale studio che potrà sicuramente agevolare le attività di rilievo, garantendo una maggiore completezza dei dati raccolti, si affianca ad un secondo contributo sviluppato ad Arabba che è invece rivolto al tema della prevenzione. Gli autori, fanno il bilancio del primo anno di operatività del campo di addestramento all'uso dell'ARVA recentemente installato sulle Dolomiti venete e ci fanno riflettere sulla necessità di un corretto addestramento all'uso di questo indispensabile strumento.

Un interessante articolo ci conduce, poi, all'interno dei ghiacciai, approfondendo alcuni aspetti relativi alla loro struttura, modellata dagli incessanti flussi veicolati dalla rete di drenaggio sommersa. Un'attenta analisi del comportamento plastico dei ghiacciai ci consente di entrare nei segreti di quei fenomeni di carsismo glaciale fino ad ora forse non sufficientemente approfonditi.

L'alta Val di Susa è l'oggetto di uno studio che approfondisce l'analisi dei processi geomorfologici tipici dell'ambiente periglaciale, mentre l'esposizione di due casi di studio situati in territorio lombardo, mette in evidenza l'importanza di una scelta corretta dei dati di input, nelle applicazioni modellistiche finalizzate alla individuazione delle aree esposte a valanga.

Per concludere un contributo che viene dal Piemonte, dove i colleghi dell'Arpa, della Regione Piemonte e della Provincia di Torino ci offrono una panoramica sull'importante lavoro svolto in questi anni nel campo della cartografia tematica sulle valanghe ed in particolare nel settore dei sistemi informativi territoriali.

Buona lettura!

Il responsabile tecnico
Arch. Giorgio Tecilla

INVERNO

**Le nevicate eccezionali sull'Italia
centrale: analisi meteo-climatica
e nivologica dell'evento**

2005

Massimiliano Fazzini

Dipartimento Scienze della Terra
Università di Ferrara

Daniele Lanzarone

Dipartimento di Scienze Geologiche
Università Roma Tre

Vincenzo Romeo

Corpo Forestale dello Stato
Servizio Meteomont

Mauro Gaddo

Provincia Autonoma di Trento
Ufficio Previsioni e Organizzazione

Paolo Billi

Dipartimento Scienze della Terra
Università di Ferrara

Scopo del presente studio era quello di analizzare le condizioni meteorologiche e i relativi fenomeni che hanno caratterizzato l'inverno scorso in Italia centrale. In quest'area, l'inverno scorso è risultato essere uno dei più nevosi e freddi dell'ultimo secolo, ed in particolare nelle zone collinose e nelle pianure, con nevicate diffuse che hanno interessato i due versanti della penisola italiana, arrivando ad interessare città come Roma e Napoli. Il persistere di un indice NAO negativo per oltre due mesi, da gennaio a marzo, assieme a processi di stratwarming molto intensi hanno determinato tali anomalie meteoroclimatiche. Sulla base dell'analisi delle condizioni sinottiche e nivometriche sono stati determinati i tipi di circolazione che possono causare nevicate sul versante tirrenico della penisola, solitamente caratterizzato da clima mite e rari fenomeni nevosi.

INTRODUZIONE

In questo lavoro verranno sommariamente descritte ed analizzate le ripetute situazioni di maltempo che hanno caratterizzato gran parte dell'inverno 2004-2005 nell'Italia Centrale, determinando estese nevicate anche in aree dove il fenomeno si presenta con tempi di ritorno almeno decennali. In tal senso

la fenomenologia occorsa può essere definita eccezionale anche nelle aree collinari interne, soprattutto ove apporti così abbondanti di neve non venivano registrati dall'inverno 1985 (Fig.1). Ad un'eccezionalità di tipo nivometrico se ne affianca una di tipo termometrico, con temperature decisamente al di sotto delle medie in un periodo

protrattosi dalla terza decade di gennaio sino alla seconda decade di marzo, senza soluzione di continuità.

In realtà il semestre freddo si presenta in maniera "anomala" già alla fine del mese di Settembre, quando un'intensa avvezione di aria artica marittima, attraverso la "porta della Bora" si "getta" nel bacino Adriatico



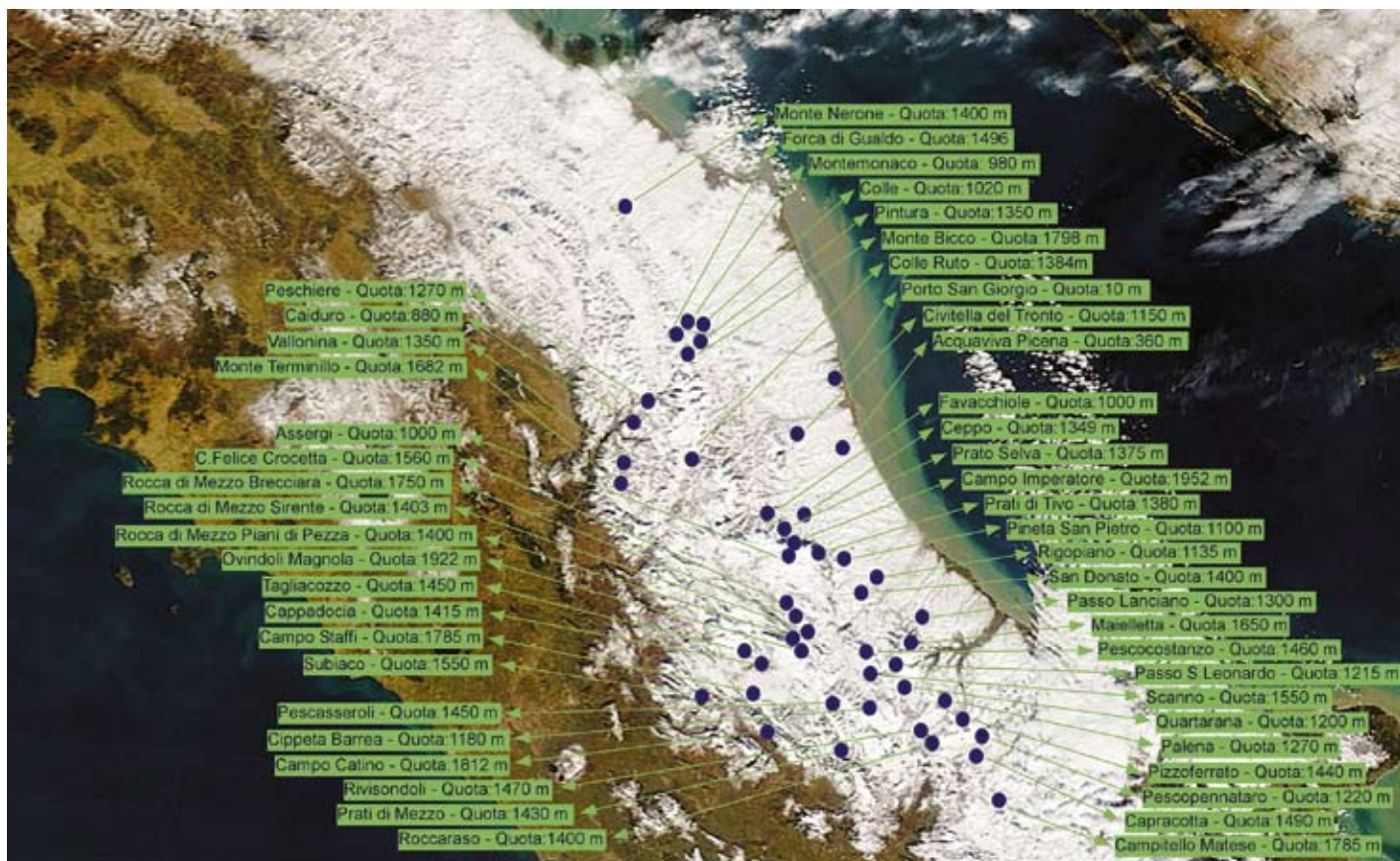


Figura 1 – Immagine da satellite Tyros relativa alle ore 9 GMT del 3 marzo 2005: evidente una totale copertura nevosa al suolo nel versante adriatico centrale. Sono indicate le stazioni utilizzate per lo studio.

settentrionale, caratterizzato ancora da temperature dell'aria e dell'acqua molto elevate. Nell'arco di 24 ore si assiste ad un calo delle temperature di almeno 10 °C con venti di bora che sulla costa romagnola e marchigiana superano i 150 km/h e nevicate diffuse sui principali gruppi montuosi di Marche ed Abruzzo oltre i 1500 metri.

L'episodio si conclude tuttavia senza lasciar spazio ad un continuum instabile, si assiste di fatto al ritorno di situazioni prettamente estive.

NAO (North Atlantic Oscillation) è il termine che emerge dalla disamina delle situazioni sinottiche relative al passato inverno. In effetti è confermata l'impressione che la NAO controlli drasticamente l'evoluzione sinottica a macro scala e conseguentemente sull'Italia, specie nella stagione fredda. L'oscillazione nord Atlantica si identifica con la differenza di pressione standardizzata esistente tra l'area peninsulare iberica e l'Islanda.

Si parla di NAO positiva quando l'Anticiclone delle Azzorre si rinforza notevolmente, raggiungendo valori barici molto elevati al suolo, determinando un rafforzamento altrettanto marcato della depressione d'Islanda, che si approfondisce notevolmente pur rimanendo centrata oltre il 60° parallelo nord. Spesso la differenza di pressione tra le due strutture supera al suolo gli 80 HPa. Tale forte gradiente barico aumenta enormemente l'energia a disposizione delle correnti occidentali; esse tuttavia limitano la loro influenza all'Europa settentrionale mentre il Mediterraneo centro-occidentale è soggetto ad una notevole protezione da parte dell'Anticiclone subtropicale, con generali condizioni di tempo mite e secco. Nel semestre invernale tuttavia di tanto in tanto accade che l'anticiclone dinamico delle Azzorre si saldi con quello termico continentale – Ponte di Vejkoff - ; tale configurazione barica determina tempo instabile o perturbato sul versan-

te Adriatico della penisola, con nevicate anche abbondanti sin sulle coste (Fig. 2)

Spesso tuttavia accade che un'iniziale fase di NAO positiva evolva in breve tempo in una di NAO negativa. Infatti il rafforzamento dell'alta pressione subtropicale può avvenire anche in senso meridiano, portando così - come spesso accaduto nell'inverno 2005 - l'anticiclone delle Azzorre in una posizione di solito occupata dalla depressione d'Islanda. Ne deriva un'evoluzione sinottica caratterizzata da una discesa del Vortice Polare verso latitudini mediterranee, in tal senso si hanno notevoli ma repentini scambi termici meridiani; la penisola italiana è allora direttamente interessata da intense discese di aria fredda di tipo polare o artico marittimo, che raggiungono il Mediterraneo sia dalla valle del Rodano (Maestrale) che dalla Porta della Bora, determinando profonde ciclogenese sul Tirreno o sull'Adriatico settentrionale (Fig. 3).

Anche in questo caso si assiste a condizioni di tempo perturbato e nevoso soprattutto nei settori adriatici dell'Appennino centro-meridionale. Non è pertanto corretto asserire che con fenomeni di NAO positiva, nell'area appenninica oggetto di studio si abbia esclusivamente tempo stabile e secco (Giuliacci et al 2001), mentre più accettabile appare la conclusione che, in situazioni di NAO negativa, si abbiano nevicate generalmente ben distribuite anche se più estese ed abbondanti sul versante adriatico (Fazzini, 2004). A complicare il quadro risulta evidente che, in fasi di NAO negativa, la posizione meridiana dell'alta pressione delle Azzorre innesca avvezioni di aria artica marittima con fenomeni che notoriamente sono sottostimati nei modelli di previsione a scala globale (GCM).

In figura 4 è riportato l'andamento della NAO nel periodo 1 dicembre - 30 marzo: almeno dal 1985 non si verificava durante l'intera stagione invernale un così lungo periodo caratterizzato da valori sensibilmente negativi dell'indice

ANALISI DEI DATI E METODOLOGIA DI LAVORO

Per cercare di descrivere quantitativamente le eccezionalità meteorologiche oggetto di studio sono stati analizzati ed esaminati i dati nivo-meteorologici di diversa appartenenza ma prevalentemente registrati dalla rete di osservazioni di tipo automatico e manuale gestita dal Corpo Forestale dello Stato – Servizio Meteomont. Lo studio è relativo alle aree montane ubicate nelle regioni Lazio, Marche, Abruzzo e Molise (Fig.1).

Il periodo analizzato è compreso tra l'antivigilia di Natale (23 di-

cembre) ed il 7 marzo 2005.

L'analisi delle situazioni sinottiche è stata effettuata su prodotti gentilmente forniti dal servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, altro materiale utile è stato prelevato direttamente da Internet.

Dalla suddetta analisi risultano evidenti quattro periodi, della durata di 7-10 giorni, caratterizzati da tempo tipicamente invernale, con precipitazioni nevose che hanno interessato anche le porzioni collinari e pianeggianti delle aree studiate, intervallati tra di loro da fasi di tempo relativamente stabile con temperature nella norma o leggermente superiori.

I quattro periodi evidenziati sono

- 23-29 dicembre 2004
- 23 gennaio-4 febbraio
- 14-24 febbraio
- 26 febbraio-7 marzo.

In realtà dallo studio è stato escluso il primo periodo, caratterizzato dall'alternanza di avvezioni fredde di tipo continentale e flussi di correnti di libeccio; tale evoluzione ha determinato dapprima nevicate localmente estese ed abbondanti anche a quote basse, con una successiva,

rapida riduzione e/o scomparsa del manto nevoso sino a quote elevate.

Analisi sinottica dei periodi perturbati

Periodo 23 gennaio - 4 febbraio

In questo primo periodo la situazione sinottica è stata costantemente dominata da una fase di NAO negativa, con disposizione meridiana dell'anticiclone delle Azzorre che ha provocato la discesa di aria molto fredda sull'Europa occidentale (Fig.5). All'interno del periodo si possono tuttavia distinguere due fasi di maltempo.

Nei giorni compresi tra il 23 e il 28 gennaio, il Vortice Polare convoglia costantemente sul Mediterraneo centro-occidentale aria fredda di origine artica

Figura 2 - situazione di NAO positiva relativa alle ore 00 UTC del 16 febbraio 2005: evidente l'unione tra l'anticiclone termico delle Azzorre e l'anticiclone russo (Ponte di Wejkof) con associata depressione sul tirreno meridionale.

Figura 3 – Esempio di NAO fortemente negativa a tutti i livelli isobarici relativa alle ore 12 del 14 febbraio 2005: è evidente la discesa del Vortice Polare (area di colore blu) sino sulla Sicilia.

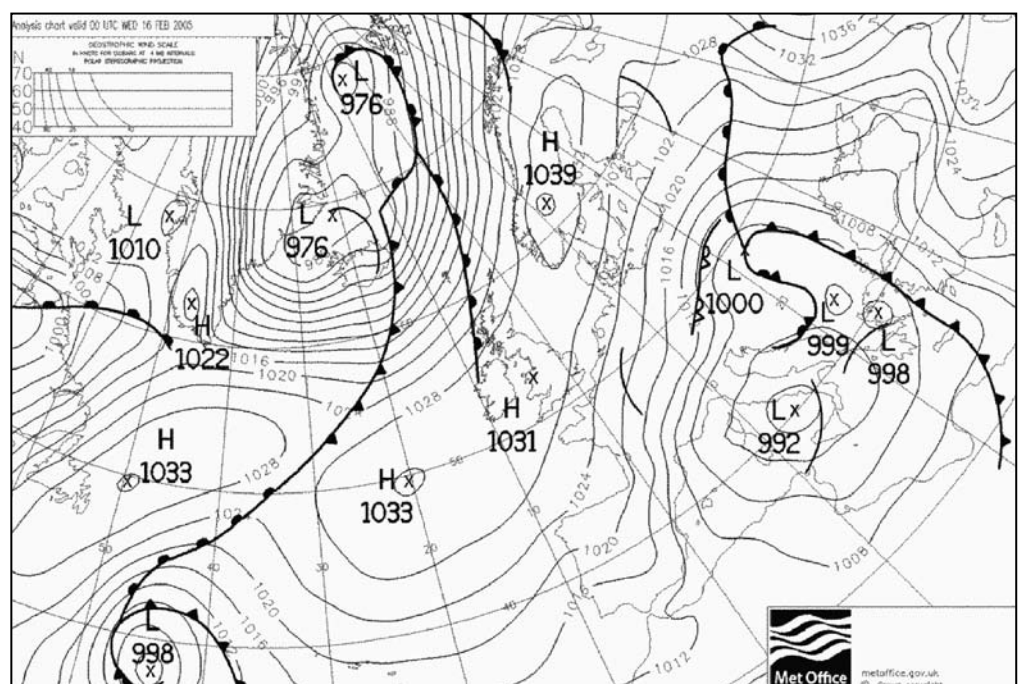
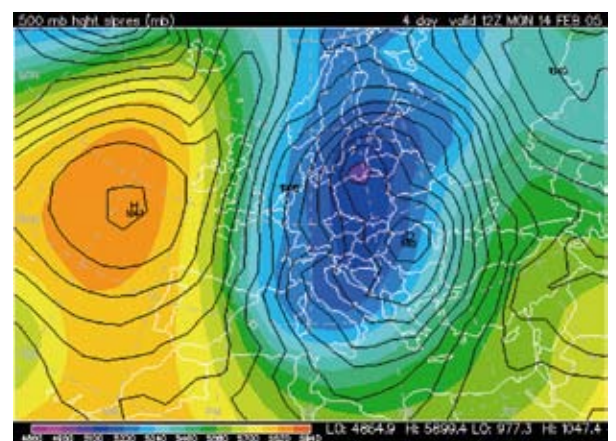


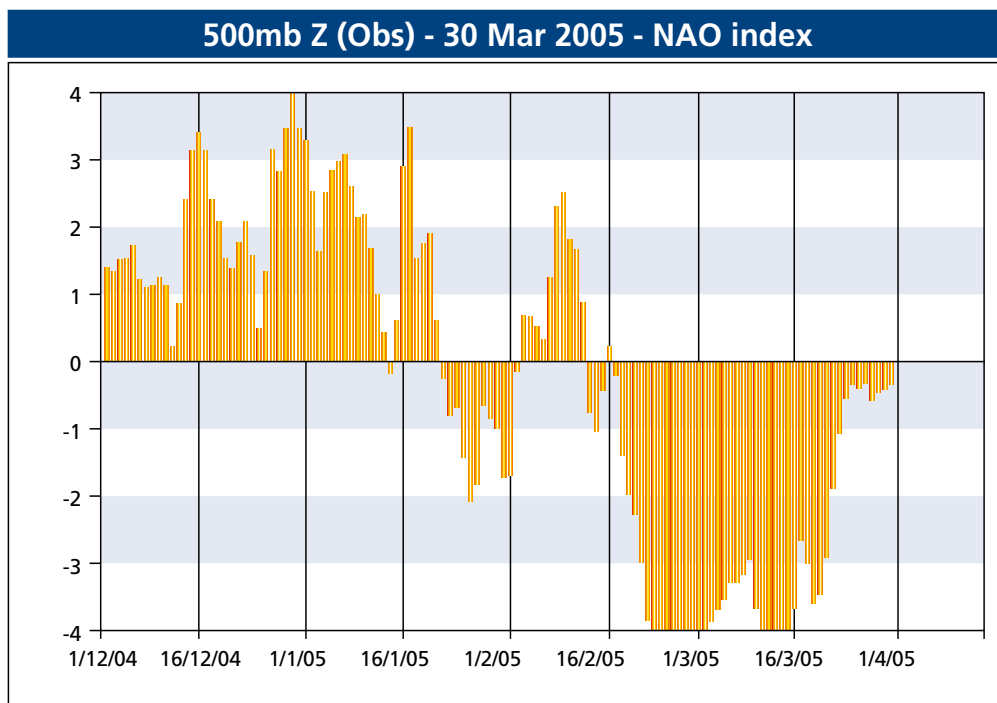
Figura 4 – Valori standardizzati dell'Indice NAO di Jones relativi al periodo di studio (NOAA copyright).

marittima (Am); il giorno 23, in particolare, un'intensa avvezione convoglia aria fredda dalla valle del Rodano, ne deriva la rapida formazione di un minimo di pressione sottovento alle Alpi sulla Valpadana che nel giro di 12 ore estende il suo raggio d'azione a tutta la penisola, con la formazione di un "treno" di minimi secondari che vanno a saldarsi con quello presente al nord. Il sensibile calo termico associato determina precipita-

zioni nevose a quote collinari e spesso pianeggianti, sia sul versante Adriatico che su quello Tirrenico. La circolazione rimane invariata grossomodo fino alla sera del 29, con un susseguirsi di occlusioni e nuove ciclogenese nel cuore del Tirreno.

In tale contesto sinottico, le nevicate non interessano i litorali e l'entroterra del versante tirrenico che vengono a trovarsi nel richiamo caldo delle continue depressioni in formazione al largo della Campania. Durante questa fase di maltempo avviene anche il "tragico blocco dell'Autostrada Salerno-Reggio Calabria", che susciterà polemiche del tutto legittime.

Nel periodo 30 gennaio - 4 febbraio la depressione si sposta decisamente verso sud, determinando una rotazione delle correnti al suolo a nord-est; ne consegue un afflusso di aria fredda continentale secca con annesse



nevicata di tipo prevalentemente orografico (stau appenninico) sul medio versante Adriatico ed in particolare su Marche ed Abruzzo, con apporti consistenti sin dai 200 metri di quota.

Periodo 14-24 febbraio

Anche in questo secondo periodo si verifica una fase di NAO negativa molto pronunciata sino al giorno 17 (Fig. 2). Come nel caso precedente, la formazione di un minimo barico sottovento alle Alpi che si sposta poi verso il Tirreno settentrionale provoca nevicate a quote collinari o in pianura e fino al litorale Adriatico; sul versante tirrenico il fenomeno interessa le aree montane sino ai fondovalle delle valli principali, mentre le aree costiere ne sono solo localmente interessate.

Dal giorno 18 l'evoluzione meteorologica è decisamente complessa, con l'alternarsi di richiami di aria più temperata che favoriscono un moderato innalzamento del limite delle nevicate sino a quote alto-collinari seguiti, nella fase successiva al giorno 21, da una nuova avvezione di aria polare continentale (PC) che interessa quasi esclusivamente il versante Adriatico, con nevicate da stau di debole entità.

Periodo 26 febbraio-7 marzo

Dopo un breve periodo all'insegna di una spiccata variabilità, la sera del 27 ha inizio una nuova fase fredda, che si rivelerà la più intensa di tutto il periodo invernale, con temperature che toccheranno livelli record nelle aree interne dell' Appennino marchigiano ed abruzzese. A determinare tale situazione è la concomitanza dell'azione del Vortice Polare associato e reso più profondo da uno "stratwarming" molto più intenso del previsto, simile a quello del gennaio 1985. Ne consegue un abbassamento estremo dei

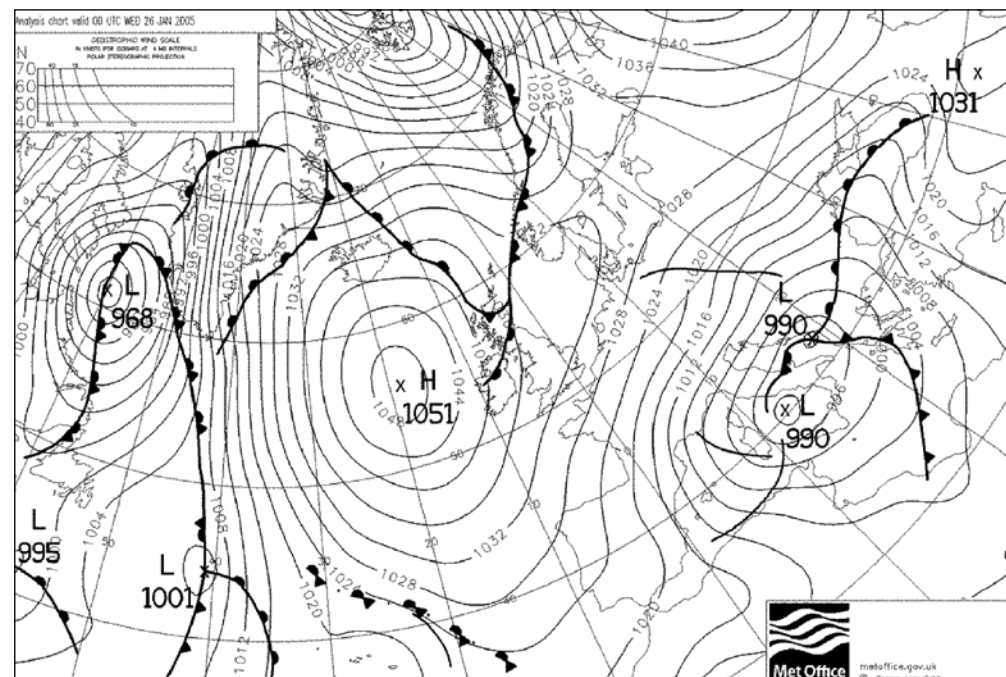


Fig. 5

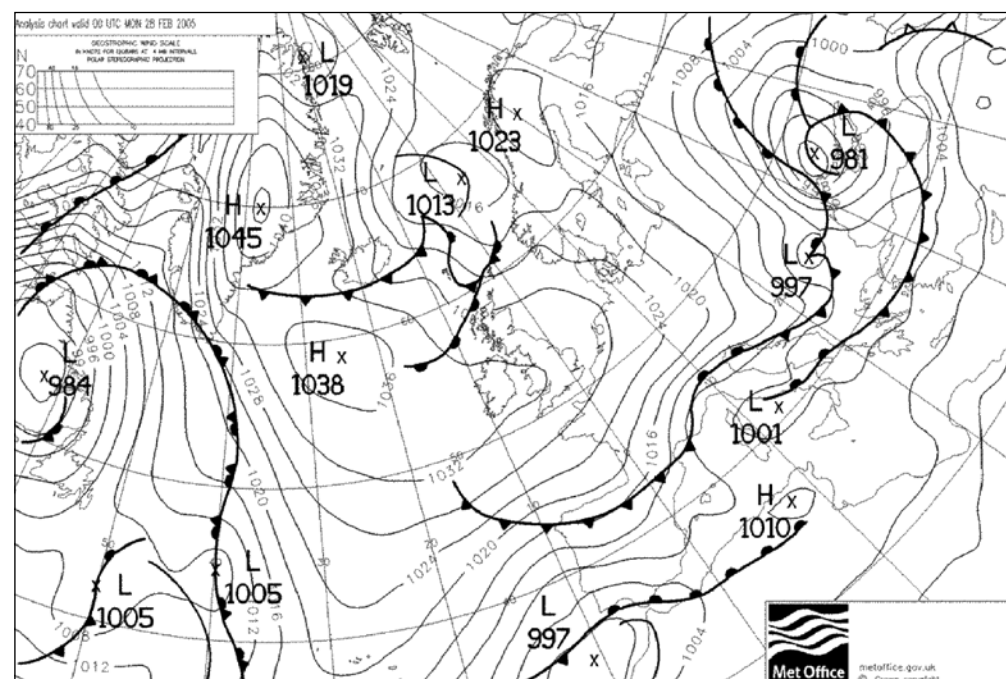


Fig. 6

valori termici: a livello della superficie di 850 hPa (1400 metri circa) si registrano valori minimi di -24°C e temperature al suolo che raggiungono i -31 °C nella Piana di Campo Felice (AQ) ed i -30 °C in quella di Castelluccio (PG), siti entrambi caratterizzati da una morfologia favorevole alla formazione di "laghi" di aria fredda in situazioni anticicloniche o di "tempo da est".

L'evoluzione meteorologica di questo periodo è diametralmente opposta a quella eviden-

ziata nei due precedenti periodi perturbati. Si è di fatto di fronte all'unica vera avvezione fredda di origine realmente continentale (fig.6) verificatasi sull'Italia nell'intera stagione invernale 2004-2005

La presenza di una cellula anomala di alta pressione sulle Repubbliche Baltiche convoglia aria fredda secca verso i Balcani, qui un'ansa depressionaria preesistente "cattura" e dirige i nuclei di aria fredda e moderatamente secca verso la nostra

Figura 5 - Carta al suolo relativa alle 00 del 26 febbraio 2005. Evidente la situazione di NAO negativa con valori di pressione anomali ad ovest dell'Irlanda.

Figura 6 - Analisi al suolo relativa alle 00 del 28 febbraio 2005.

Foto a lato - Esempio di nevicata intensa: località Maielletta - 1550 m.slm (PE).

Cumulo di neve fresca caduta in tre periodi significativi

REGIONE	Nome stazione	Quantità di neve fresca caduta			Totale assoluto
		25/1 - 4/2	14/2 - 25/2	26/2 - 7/3	
LAZIO	Vallonina - VT	54	146	68	268
	Caiduro - VT	20	96	51	167
	Peschiere - VAI	53	85	52	190
	Campo dell'Osso - VT	15	102	64	181
	Campo Staffi - VT	8	47	35	88
	C. Catino - VT	73	64	99	236
	Prati di Mezzo - VT	47	8	92	147
	Colle Scangive - VT	38	121	83	242
ABRUZZO	Assergi - VAI	33	48	18	99
	C.Felice/Breccia - BE	60	7	90	157
	C. Imperatore - VAI	5	35	23	63
	Camporotondo - VT	37	101	85	223
	Ceppo - VAE	167	139	129	435
	Cippeta - VAI	61	88	74	223
	Fucino - BE	67	89	64	220
	San Giacomo - VAE	187	54	63	304
	C.Felice/Crocetta - BE	63	75	56	194
	Favacchiole - VAE	114	82	66	262
	Forca d'Acero - VT	72	103	67	242
	Pescina - VT	97	77	79	253
	Maielletta - VAE	94	92	84	270
	Marsia - VT	19	58	52	129
	Mimola - VAI	79	95	81	255
	Ovindoli/Magnola - BE	29	70	48	147
	Monte Sirente - VAI	39	87	37	161
	Montecristo - VAI	67	36	26	129
	Passo Capannelle - VAI	73	64	33	170
	Passo Lanciano - VAE	137	99	110	356
	Passo S. Leonardo - VAE	160	13	73	246
	Piani di Pezza - BE	29	64	21	114
	Roccaraso/Aremogna - VAI	58	65	36	159
	Pineta S. Pietro - VAE	149	59	30	238
	Prati di Tivo - VAE	175	68	73	316
	Pratoselva - VAE	121	53	49	223
	Quartarana - VAE	112	70	30	212
	Rigopiano - VAE	78	99	105	282
	San Donato - VT	16	47	28	88
	Valico Forchetta - VAE	96	45	37	178
	Valle del Sole - VT	50	63	53	166
	Vallegelata - VT	52	48	47	147
MARCHE	San Paolo - VAE	175	95	58	328
	Montegallo/Colle - VAI	165	140	89	394
	Montemonaco - VAE	137	103	71	311
	Forca di Gualdo - VAI	48	74	38	160
	Monte Bico - VAI	53	96	30	179
	Bolognola - VAE	194	134	63	391
MOLISE	Monte Nerone - VAE	81	56	15	152
	Capracotta - VAE	56	73	55	194
	Campitello Matese - VAI	89	54	77	220
MOLISE	Pescopennataro - VAE	90	77	62	229

VAE: versante adriatico esterno - VAI: versante adriatico interno - VT: versante tirrenico - BE: bacino endoreico

Figura 7 penisola. Episodi intensi di "bora scura" caratterizzano le prime fasi del maltempo, con nevicate di tipo orografico anche a carattere di rovescio temporalesco sul versante adriatico centrale, mentre l'area tirrenica risulta essere quasi totalmente sottovento (Fig.1). Dal giorno 4 marzo, un

lento arretramento dell'anticiclone Atlantico permette la discesa di aria fredda dalla Valle del Rodano, con una rapida ciclogenesi sul Tirreno che determina nevicate a bassa quota anche sulle pianure occidentali del Lazio interno, interessando localmente anche le coste laziali.

Analisi nivometrica

Relativamente all'analisi nivometrica, sono stati esaminati i modelli 1 del Corpo Forestale dello Stato compilati in 50 campi neve manuali ubicati prevalentemente nella regione Abruzzo ma anche nelle regioni Lazio, Marche e Molise (tabella di figura 7). Più in particolare sono stati analizzati i valori giornalieri di neve fresca e dello spessore totale della neve al suolo.

Nonostante i campi neve siano ovunque posizionati in maniera adeguata, in alcune particolari situazioni meteorologiche - caratterizzate da tormento o venti particolarmente intensi - i rilievi possono essere viziati da un margine di errore dovuto ad oggettive difficoltà di misura. In questi casi sono state apportate adeguate correzioni affinché la qualità del dato e le successive elaborazioni fossero più possibili vicini alla realtà.

Sono stati successivamente esaminati i bollettini nivo-meteorologici elaborati dal Servizio Meteoromont, che contengono anche indicazioni sui diffusi fenomeni valanghivi rilevati nelle aree d'influenza di ciascun campo neve. In questo studio tuttavia non verranno riportati i risultati dell'analisi statistica relativa alla distribuzione di tale fenomenologia.

Non esistendo, per ovvi motivi, campi di rilevamento a quote inferiori ai 500 metri, per meglio inquadrare la fenomenologia in tali aree sono stati esaminati dati appartenenti a privati o alla rete delle stazioni dei diversi servizi meteorologici regionali.

In generale, da un'accurata disamina dei dati relativi alla neve fresca caduta (fig. 7) emerge quanto segue:

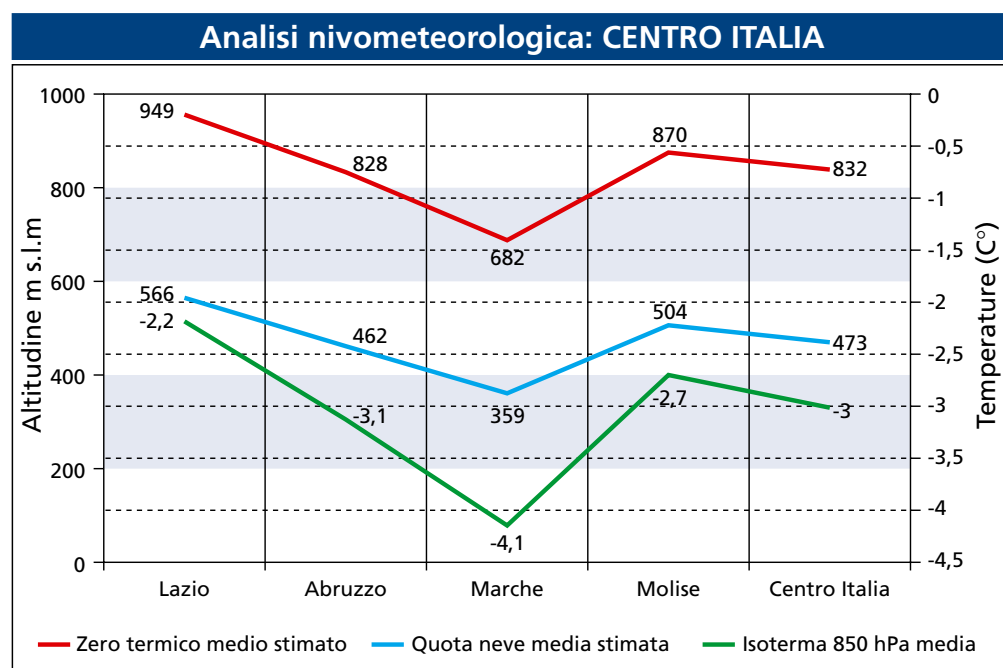
- Le precipitazioni totali relative ai tre periodi all'interno del territorio analizzato sono state

di 222 cm, con una quota media delle stazioni di 1275 m s.l.m.; quelle più consistenti sono state registrate rispettivamente nella regione Marche con 275 cm e nella regione Lazio con 190 cm.

- La quota neve media inferiore si è registrata nelle stazioni della regione Marche - circa 350 m s.l.m. - quella più elevata nel Lazio, - circa 550 m s.l.m. (fig. 8)

- Le nevicate più estese in pianura sono state registrate nella regione Marche, con frequenti accumuli anche lungo i litorali e le colline prospicienti il mare (Porto San Giorgio - FM - circa 70 cm di neve, Acquaviva Picena - AP - 359 m s.l.m. a 4 km dalla costa 110 cm - Fazzini, dato inedito). Nella regione Lazio non si sono avuti accumuli sulle zone pianeggianti e costiere.

- Il quantitativo massimo di neve fresca al suolo è stato misurato nel campo neve Meteomont in località "CEPPO" di Rocca Santa Maria - Abruzzo teramano - a 32 km dalla costa adriatica, con 435 cm (fig. 7). In generale nell'area compresa tra i massicci dei Monti Sibillini e del Gran Sasso d'Italia sono stati registrati i quantitativi più cospicui anche a quote basse (Acquasanta Terme - AP, - 390 m s.l.m. - 165 cm; Isola del Gran Sas-



so -TE, - 450 m s.l.m. - 155 cm).

- Nelle aree più esterne dei rilievi del versante adriatico, gli accumuli di neve fresca sono risultati essere più abbondanti a quote basso-montane (tra i 900 e i 1100 metri) piuttosto che a quelle più elevate, probabilmente per una concomitanza del fattore orografico - che ha determinato precipitazioni più abbondanti alla base dei maggiori rilievi e quindi a quote basse - e di probabili errori di misurazione alle quote più elevate - dovuti ai forti venti registrati durante gli eventi. Tale impressione è confermata

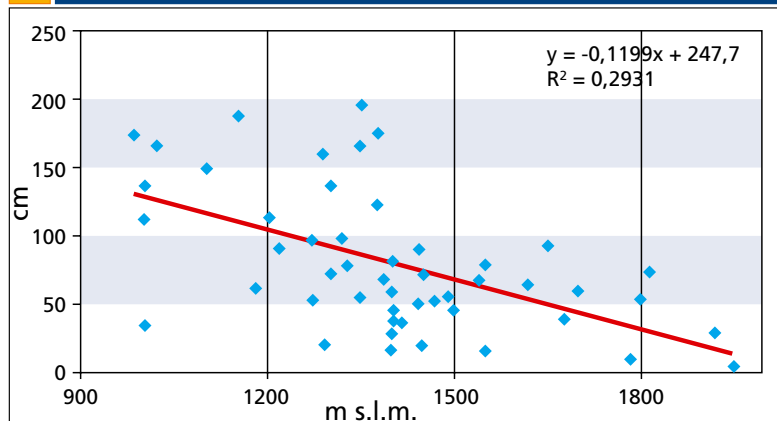
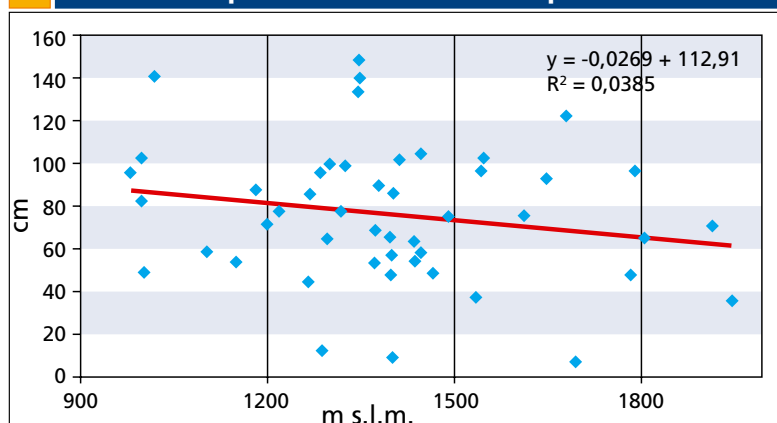
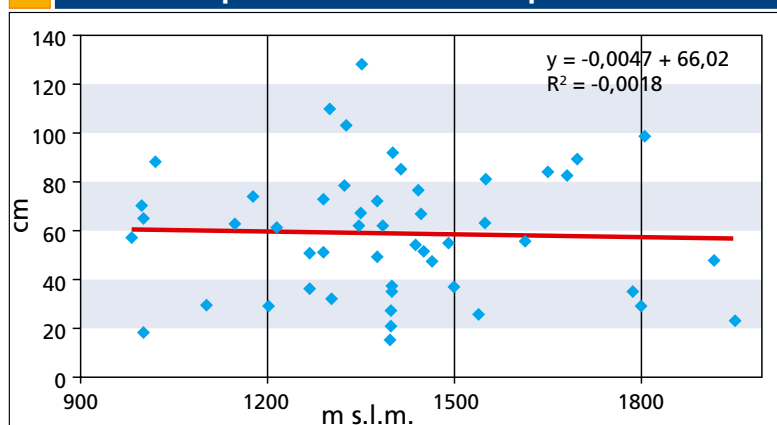
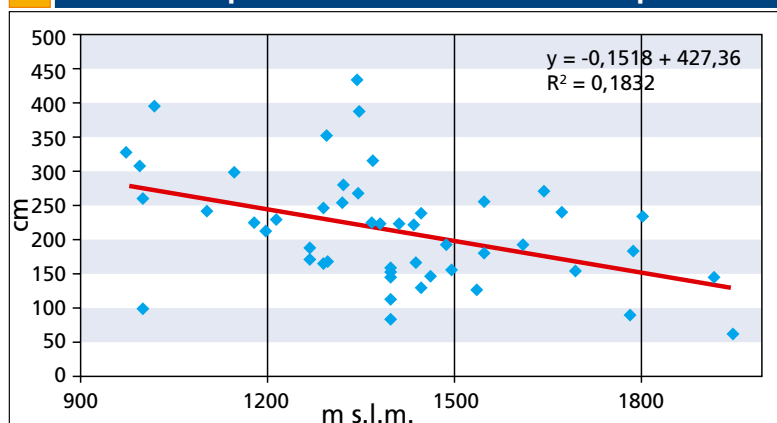
dall'estrema variabilità nei quantitativi registrati in stazioni molto vicine tra di loro ed ubicate alla stessa quota ma con posizioni geografiche differenti (fig. 9)

- Relativamente ai tre differenti periodi di maltempo, occorre evidenziare che praticamente tutte le aree montuose e collinari dell'Italia centrale sono state interessate da precipitazioni nevose, ma a parità di quota, il versante adriatico dell'Appennino, in particolare nella sua porzione più esterna, riceve nevicate più abbondanti sia con correnti di maestrale che con correnti di

Figura 8 - Grafico riepilogativo delle condizioni nivometeorologiche medie nell'area oggetto di studio.



Figura 9

a Relazione quota/neve fresca nel periodo 25/1 - 4/2**b Relazione quota/neve fresca nel periodo 14-25/2****c Relazione quota/neve fresca nel periodo 27/2 - 6/3****d Relazione quota/neve fresca - Totale 3 periodi**

Bora. Dall'analisi dei dati (fig. 7) risulta evidente che i quantitativi totali maggiori si sono registrati quasi sempre nelle stesse località (Ceppo, Bolognola, Passo Lanciano, Montegallo), situate a distanze relativamente ridotte dal mar Adriatico e mai riparate da alcun rilievo rispetto alle correnti provenienti dal primo e dal quarto quadrante. I quantitativi stessi vanno poi generalmente, anche se lentamente, decrescendo verso i rilievi più occidentali.

In tal senso si evidenzia ancora una volta la notevole continentalità termica invernale dei settori adriatici rispetto a quelli tirrenici, ivi comprese le conche interne.

CONCLUSIONI

Dall'analisi incrociata delle circolazioni sinottiche responsabili dei tre differenti periodi di maltempo e dei dati inerenti la neve fresca caduta è possibile formulare un'ipotesi di definizione dei tipi di tempo responsabili di fenomenologie nevose anche a quote basse nell'Italia centrale. Sul versante tirrenico sono possibili nevicate sino in pianura con avvezioni di aria polare marittima. Tali irruzioni fredde, di provenienza nord Atlantica, irrompono nel bacino del Mediterraneo sotto forma di venti di Maestrale determinando profonde ciclogenese sottovento alle Alpi che richiamano aria calda ed umida dai quadranti meridionali. Le nevicate scendono rapidamente di quota in relazione allo spostamento del minimo barico al largo delle coste laziali, ed interessano dapprima l'alto Tirreno, successivamente il Lazio settentrionale e l'Abruzzo occidentale, infine le Marche ed i settori adriatici di Abruzzo e Molise. Nel caso in cui il minimo sia centrato tra le coste laziali e quelle della

Sardegna orientale, le nevicate interessano solamente i rilievi più elevati, a causa della ritornante calda provocata dai venti di scirocco; tale situazione può presentarsi per parziale moto retrogrado della bassa pressione sotto la spinta di correnti orientali tese.

- Le nevicate sul medio Tirreno possono avvenire anche in condizioni di avvezione fredda continentale di origine russo siberiana, per "sfondamento" della dorsale appenninica se i venti ai livelli superiori al geopotenziale 925 hPa sono particolarmente tesi; in questo caso è il grado di raffreddamento iniziale che determina le eventuali nevicate a quote basse. Tale tipologia di evento risulta tuttavia essere piuttosto rara in primis per la rapidità con la quale il grecale "freddo" (vento di NE sul versante tirrenico) assume caratteristiche di fohn appenninico, poi per le elevate quote medie dei gruppi montuosi Sibillini-Laga-Gran Sasso-Maiella che di fatto bloccano gran parte dei flussi orientali a causa del generale limitato spessore di tali masse d'aria.

- Sul versante adriatico della penisola, notoriamente più freddo e nevoso, risulta evidente che, in annate meteorologiche come quella analizzata le nevicate siano possibili e determinino apporti nevosi anche cospicui con diversi tipi sinottici.

Con avvezioni fredde di aria polare marittima, caratterizzate da notevole vorticità, si hanno precipitazioni nevose estese e persistenti anche in pianura; tali fenomeni determinano accumuli nevosi anche notevoli generalmente al di sopra dei 1200 metri. Risulta comunque evidente che il settore appenninico e sub-appenninico di Marche ed Abruzzo sono interessati da nevicate



BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- M.FAZZINI (2004) - "Les excès météo-climatiques de l'année 2003 et ses relations avec NAO dans les grands massifs des Abruzzes adriatique (Italie centrale)" - in « Climat mémoire du temps » XVII colloque de l'AIC - Caen, 157-161

- MARIO GIULIACCI, PAOLO CORAZZON, ANDREA GIULIACCI (2003) "Prevedere il tempo con Internet", Alpha Test Ed., 271 pp

- Dati meteorivometrici - Servizio Meteomont del Corpo Forestale dello Stato

Siti internet consultati

- www.westwind.ch
- www.meteoam.it
- www.aineva.it
- www.pianetameteo.com
- www.wetterzentrale.de
- www.meteomont.org

Esempio di nevicata intensa: il centro di Capracotta (IS) - 1400 m.slm.

anche a quote collinari in caso di irruzione di aria fredda dai quadranti nord-occidentali.

- Le nevicate più abbondanti sul versante Adriatico sono comunque apportate da avvezioni di aria continentale di origine russo-siberiana (evento di Marzo). In questo caso la massa d'aria è molto fredda e moderatamente umida solo nella porzione frontale, mentre diviene molto secca nella parte post-frontale perché di origine continentale. La componente orografica determina nevicate da stau appenninico che assumono in molti casi aspetto di vere e proprie tormentate, con

venti che superano in casi estremi anche i 200 km/h.

- Con correnti dai Balcani la neve riesce quasi sempre a cadere fin sui litorali di queste regioni, facilitata anche dalla presenza di un mare "freddo", se paragonato al Tirreno.

- Occorre sottolineare che l'area molisana, per la sua posizione lievemente più meridionale, risente più frequentemente delle cosiddette "ritornanti calde", che determinano un innalzamento delle quote medie delle nevicate, paragonabili a quelle del Lazio interno.

CAMPO DI

per la ricerca dei travolti in valanga

Sull'arco alpino avvengono ogni stagione invernale molti incidenti da valanga e le vittime sono circa un centinaio. La prevenzione riveste un ruolo importante, sia come riduzione della probabilità del verificarsi dell'evento (bollettini valanghe, istruzione specifica in materia), sia come intervento immediato in caso di incidente. E' infatti noto che nei primi 15 minuti dal momento dell'avvenuto incidente c'è una ottima probabilità di trovare la persona sepolta sotto la neve ancora in vita.

Pala, sonda e ARVA rappresentano quindi una attrezzatura indispensabile per l'autosoccorso.

Il Servizio Valanghe del CAI, in collaborazione con il Comprensorio Sciistico 3 Valli-Col Margherita, e il Centro Valanghe di Arabba, ha allestito a Falcade (BL), un campo di addestramento ARVA, per la ricerca dei travolti in valanga.

Il campo, realizzato con apparecchi Easy Searcher 3, nasce per far fronte alla necessità di "far pratica" nell'utilizzo dell'attrezzatura da autosoccorso.

INTRODUZIONE

Sull'arco alpino Italiano avvengono ogni stagione invernale fra i 20 e i 50 incidenti da valanga in ambiti territoriali non soggetti a controllo preventivo (centri abitati, vie di comunicazione, comprensori sciistici). Mediamente le vittime sono una ventina e quasi cento sono quelle totali che si annotano, purtroppo, ogni inverno sulle Alpi (Fig. 1) (Valt, 2005).

La prevenzione per questa tipologia di incidenti riveste un ruolo importante, sia come riduzione della probabilità del verificarsi dell'evento (bollettini valanghe, istruzione specifica in materia),

sia come intervento immediato in caso di incidente. In quest'ultima fattispecie, è stato verificato in campo che nei primi 15 minuti dal momento dell'avvenuto incidente (Brugger e Markus, 2003), c'è una ottima probabilità di trovare la persona sepolta sotto la neve ancora in vita. Passato questo breve lasso di tempo, le probabilità scemano drasticamente per ridursi a poco più del 30 % di estratti vivi dopo un'ora. Naturalmente, per cercare una persona sotto la neve, occorre essere attrezzati con della strumentazione adeguata, pala, sonda e ARVA (apparecchio per la ricerca dei travolti in valanga), di

facile trasporto e del quale si conosce il funzionamento (Semmel e Stopper, 2003).

GLI INCIDENTI DA VALANGA

L'incidente da valanga ha di per sé un elevato tasso di mortalità prossimo a 0,6 per incidente, di molto superiore a quello automobilistico (0,03 per incidente) (Valt e altri 2003) e infatti nel periodo 1984 - 2005 sono noti in Italia 730 incidenti che hanno causato 405 vittime. Il 68% delle vittime si riscontrano nella pratica dello sci al di fuori delle piste battute: le categorie maggiormente interessate sono gli sci alpinisti (49%

ESERCITAZIONE

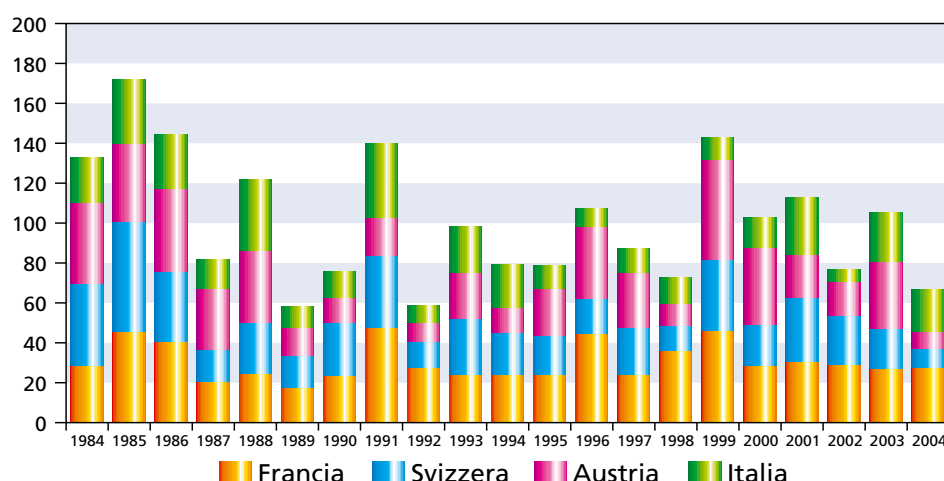




Foto 1

Figura 1

Vittime da valanga sull'arco alpino



delle vittime) e gli sciatori fuori pista (19%) (Fig. 2). Recenti studi sulle dinamiche degli incidenti hanno evidenziato che almeno nella metà di essi, una o più persone non rimangono coinvolte e fungono da "spettatori" all'incidente (Valt e altri 2003) e quindi diventano dei potenziali soccorritori. Inoltre fra tutti i coinvolti nel movimento della valanga il 28 % rimane semisepolto, cioè con il tronco libero e solo il 35% completamente sepolto (Fig. 3). In questi 20 anni, contro le 388 persone morte completamente sepolte sotto la neve, sono state recuperate in vita più di 190 per-

sone da sotto la neve e di queste 43 con l'ARVA, 7 con le unità cinofile, 27 con il sondaggio e gli altri sono stati individuati dai compagni o sono riusciti a liberarsi da soli. Delle 388 vittime non si dispone di una statistica certa sulle cause della morte, ma analoghi studi hanno evidenziato una elevata mortalità per asfissia e ipotermia (Brugger e Markus, 2003) e quindi in sostanza per un mancato rapido disseppellimento dalla neve.

Occorre anche tener presente che le fredde analisi dei dati statistici riportate non tengono conto degli stati emotivi delle

persone non coinvolte in valanga, né della vastità degli eventi valanghivi che spesso possono avere una estensione areale o altimetrica tale da rendere difficoltoso qualsiasi ragionevole ricerca in tempi utili. Tuttavia forniscono delle indicazioni su comportamenti che si possono intraprendere per ridurre ulteriormente la fatalità dell'incidente da valanga, come la necessaria disponibilità della giusta attrezzatura da autosoccorso e la celerità dell'intervento.

ATTREZZATURA DA AUTOSOCORSO

In questi ultimi anni sono apparse sul mercato numerose attrezzature di supporto allo sciatore per ridurre la fatalità dell'incidente (Airbag, Woom, Avalung TM, Avager, Pallone da Valanga K2) (Brugger e Markus, 2003) e questo è importante perché vuol probabilmente dire che il problema è sentito da parte della ricerca, dalle grandi aziende produttrici di materiali del settore (che poi non sono mai grandi) che, forse, da parte del mercato.

Tuttavia l'attrezzatura di base

insostituibile rimane l'ARVA, la pala e la sonda. Un trittico di attrezzatura che vuol dire in molti casi la salvezza della persona sepolta sotto la neve. Infatti nel ritrovamento di un travolto sotto 1 m di neve, è stato dimostrato che avere a disposizione e saper utilizzare bene ARVA - pala - sonda si impiegano circa 11 minuti, solo con ARVA e pala 25 minuti mentre avere solo l'ARVA ed essere senza sonda ed eseguire il disseppellimento con sci/tavola e con sole mani ci si può impiegare 1 o 2 ore (Bonaldi, 2005).

Però l'acquistare l'attrezzatura non è la sola azione virtuosa che gli escursionisti possono fare, serve anche l'esercizio e la dimestichezza con la strumentazione. E' ovvio che scavare una buca per disseppellire il compagno travolto, oppure sondare la neve con la sonda da valanga sono cose intuitive anche se l'esperienza ha portato ad individuare delle metodologie di scavo e di sondaggio che riducono fatica, tempo e migliorano il successo nelle varie operazioni. Ben più complessa è la ricerca con l'ARVA, che richiede concentrazione mentale e attenzione visiva in un momento in cui il tempo è prezioso e lo stato psico fisico della persona rimasta immune dalla valanga è labile.

IL CAMPO DI ADDESTRAMENTO ARVA NEL COMPRESORIO SCIISTICO 3 VALLI

Il campo di addestramento ARVA nasce proprio per far fronte alla necessità di "far pratica" nell'utilizzo dell'ARVA e della sonda da valanga, strumentazione ben diffusa fra la maggior parte degli escursionisti a nord delle alpi, e in via di diffusione anche fra gli escursionisti, specialmente fra i giovani free rider, in Italia.

Per questo, il Servizio Valanghe del CAI, in collaborazione con il Comprensorio Sciistico 3 Valli, e ARPA Veneto - Centro Valanghe di Arabba, ha allestito, fra il Passo San Pellegrino e il Passo Valles in Comune di Falcade (BL), un campo attrezzato per la simulazione di uno o più travolti in valanga che possono essere individuati mediante la ricerca con l'ARVA (Foto1). In un'area opportunamente recintata delle dimensioni di circa 100 x 100 m, che rappresenta una ipotetica zona di accumulo di una valanga, sono posizionati a diverse profondità e inclinazioni 6 contenitori contenenti particolari trasmettitori ARVA, che possono essere attivati da una centrale di comando ubicata all'ingresso dell'area.

Attraverso semplici operazioni sulla centrale di comando gli utenti possono attivare uno o più trasmettitori, simulando si-

tuazioni realistiche di ricerca con diversi livelli di difficoltà a seconda della preparazione specifica individuale. I trasmettitori sono raccolti in scatole di plastica antiurto ricoperte da un pannello in legno di dimensioni 40x30 cm che al semplice tocco della sonda, inviano il segnale alla centrale di comando che fa attivare automaticamente un segnale acustico ed un lampeggiante che indica il ritrovamento. Una volta ritrovati tutti gli apparecchi attivati, sulla centrale di comando apparirà il tempo di ritrovamento per ogni singolo ARVA (contenitore).

Lo scenario di ricerca rappresenta una situazione sufficientemente realistica in quanto gli utenti non conoscono l'ubicazione dei 6 trasmettitori che inoltre vengono di volta in volta attivati (uno o più) mediante un criterio casuale.

L'impianto installato è della ditta

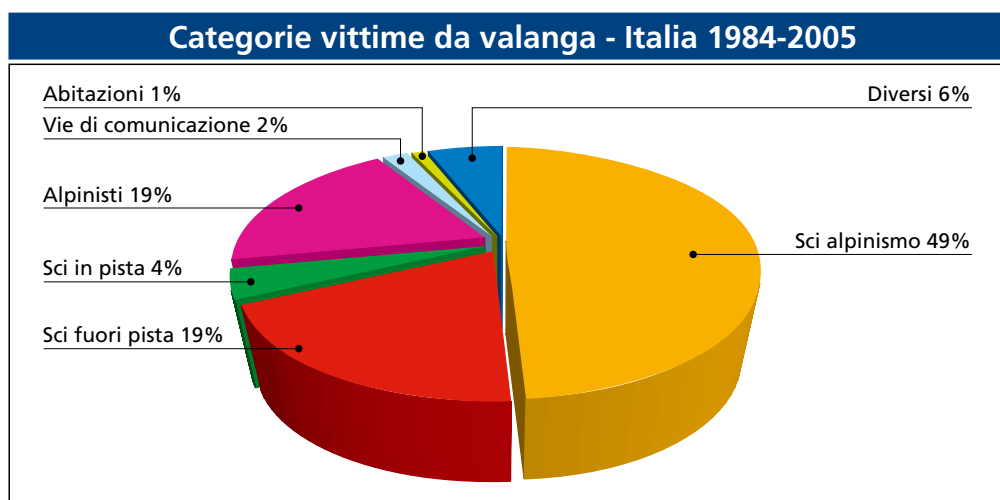


Fig. 2

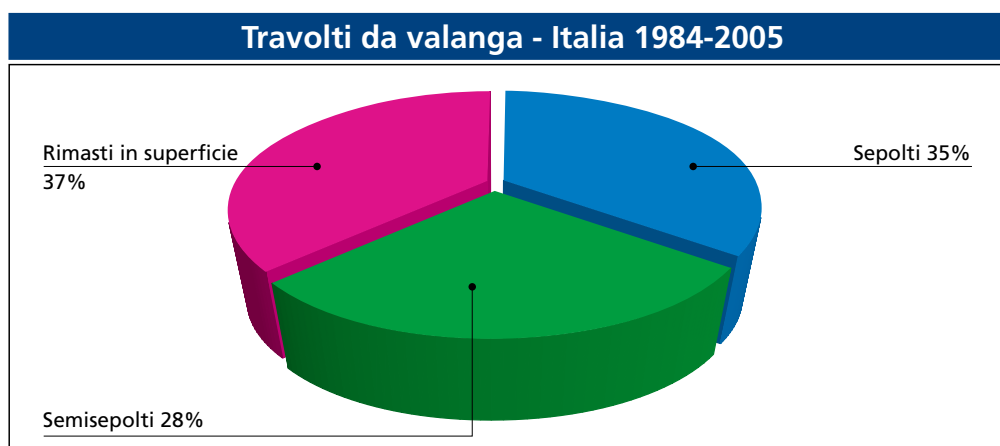


Fig. 3



Foto 3
Foto 2



Manuel Genswein di Melein (CH) ed è formato da 6 apparecchi Easy Searcher 3 (Foto 2) ogni uno dei quali può simulare il segnale di uscita di uno dei diversi ARVA digitali o analogici (Barrivox, Ortovox, Fitre, etc.) in commercio, nonché contiene al suo interno una piastrina RECCO per la simulazione della ricerca anche con questo sistema. Ogni singolo Easy Searcher è alimentato a 16 pile a stilo che garantiscono il funzionamento per 2-5 mesi sotto la neve (durata variabile in funzione della temperatura della neve e del loro utilizzo). L'Easy Searcher ha sul lato superiore una membrana semirigida alla quale è collegato un sensore sensibile alla compressione data dall'azione della sonda che invia il segnale di ritrovamento alla centrale di controllo (Foto 3).

La centrale di controllo (Foto a

pagina 17) è alimentata ad energia elettrica (220 V) ed installata su un palo telescopico in modo da mantenere la sua altezza dal manto nevoso costante, a circa 1,50-1,70 m, per facilitare l'utilizzo da parte dei frequentatori del campo. La centrale ha una interfaccia multilingua (Italiano, tedesco, Francese e Inglese) per la gestione della difficoltà della ricerca che consiste in tre diversi livelli di ricerca:

- 1° livello - facile 1 o 2 sepolti (1 o 2 apparecchi sepolti accesi);
- 2° livello - media da 2 a 4 sepolti (da 2 a 4 apparecchi sepolti accesi);
- 3° livello difficile per esperti nella cui modalità non è specificato il numero di "persone sepolte".

Il sistema in automatico è accessibile a tutti ed è indirizzato a chi vuole perfezionare la propria tecnica di ricerca. Oltre alla modalità automatica, la centrale di controllo è dotata di un sistema di controllo manuale-portatile (Foto 4 e 5) che l'Istruttore esperto può utilizzare in campo, seguendo l'allievo che si esercita attivando o disattivando ogni singolo apparecchio sepolto. Questa modalità utilizzata solo da personale preparato rientrando negli organici del SVI-CAI, del Centro Valanghe di Arabba oppure Tecnici di vari Enti di Soccorso (CNSAS, Vigili del Fuoco, Soccorso Alpino Polizia di Stato, Corpo dei Carabinieri, Soccorso Alpino Guardia di Finanza) che hanno seguito un breve e specifico corso in campo, è molto utile e istruttiva durante i corsi di formazione e nella necessità di gestire gruppi numerosi di allievi in esercitazione.

Altri campi di questo tipo sono attivi solo all'estero (ad esempio a Davos in Svizzera, mentre campi simili, costruiti con le medesime finalità ma con una tecnologia di-

versa sono attivi in altre 3 località italiane (comprensorio sciistico M.Rosa, al Pavillon-M. Bianco, Madonna di Campiglio).

ESPERIENZA STAGIONE INVERNALE 2004-2005

Il campo è stato installato agli inizi del mese di dicembre 2004 ed è subito entrato a regime con una buona affluenza. La scarsità di neve e la forte azione eolica con trasporto ed erosione in quota della stagione invernale 2004-2005 ha un po' condizionato la preparazione degli scenari di ricerca che rimanevano invariati per 20- 30 giorni e quindi dopo un po' di tempo le aree di sepoltura degli apparecchi risultavano abbastanza individuabili. Con il numeroso afflusso di utenti, il problema più grosso è stato dato dal continuo calpestio nel raggio di circa 2-3 m sopra i pannelli con successiva formazione di neve molto dura e compatta e conseguente difficoltà di inserimento della sonda nella neve. In alcuni casi si sono verificate delle rotture sui giunti di alcune sonde da valanga. La mancanza di abbondanti precipitazioni nevose ha però ridotto il numero di interventi di ripristino e di manutenzione ordinaria del campo (sistemazione dei pali delimitatori, delle bandierine, del tabellone con le istruzioni, etc.). Nel complesso il campo non richiede molti interventi di manutenzione straordinaria che si possono limitare ad episodi di vento inteso oppure a nevicate superiori ai 30 - 40 cm che richiedono necessaria una nuova dislocazione delle apparecchiature sepolte perché altrimenti risulterebbero troppo profonde.

L'ubicazione del campo all'interno di un comprensorio sciistico e lontano dalle vie di comunicazione ha offerto sicuramente

dei vantaggi come la sicurezza rispetto alla possibilità di furti e la facilità di interventi di manutenzione usufruendo degli impianti di risalita e mezzi battipista. Un altro fattore positivo è la quota, infatti con i suoi 2350 m di altitudine offre le condizioni psico-fisiche e climatiche ottimali per un corretto allenamento/addestramento.

Questo comporta anche dei svantaggi in quanto l'accesso è condizionato principalmente dal periodo di apertura degli impianti di risalita e per raggiungere il campo dal Passo Valles (2000 m) con gli sci da scialpinismo o con le racchette da neve occorre circa 1 ora.

Con il campo installato nelle vicinanze degli impianti di risalita e circondato da piste da sci dove si contano circa 2.000.000 di passaggi a stagione si è registrata una notevole curiosità ed interesse in particolar modo dagli amanti della neve fresca ma soprattutto dei molti free rider che frequentano l'area sciistica. Ciò ha fatto sì che l'iniziativa, vista inizialmente come settoriale per sci alpinisti, sia apprezzata anche da una categoria di sciatori che purtroppo raccoglie il 25% delle vittime da valanga in Italia.

La presentazione ufficiale del campo ARVA è stata fatta nei giorni 5 e 6 febbraio 2005 nella sala congressi dell'Hotel Arnica di Falcade dove sono intervenute alcune delle maggiori autorità pubbliche e private che si occupano di soccorso in valanga ma non solo. Queste due giornate sono state interamente dedicate all'uso corretto dell'attrezzatura per l'autosoccorso in valanga ed alle esercitazioni pratiche su campo al Col Margherita a 2350 m di quota. Numerosi sono stati anche i media della TV presenti (RAI 1, RAI 2, RAI 3, RAI 3 Veneto, RAI 3 Trentino Alto Adige,



Foto 4

Rete 4, SKY su satellite, e della carta stampata (Il Corriere della Sera, Gazzettino, Corriere delle Alpi, Alto Adige, Ski-Alp, Monte Bianco, Lo Scarpone, Professione Montagna ecc.).

Nei giorni seguenti la presentazione, l'affluenza è ulteriormente aumentata e in qualche giornata diversi gruppi hanno dovuto attendere un po' per esercitarsi. Per ovviare a questo è stato predisposto in Internet (www.svi-cai.it/) un modulo di prenotazione dei gruppi mentre la frequentazione di singoli rimane libera e in tutti i casi gratuita.

Anche se il sistema non è dotato di un contatore, durante i 5 mesi (dicembre 2004 – aprile 2005) di installazione, è stata stimata un'affluenza di almeno 600-800 utilizzatori. Meno adoperato è stato il sistema RECCO che è stato limitato al semplice utilizzo dimostrativo nei vari corsi agli Istruttori dei diversi organi di soccorso.

Il campo ARVA è stato completamente smantellato la prima settimana di maggio e riposto in ambiente asciutto pronto per essere reinstallato la prossima stagione invernale (2005/2006) presumibilmente all'inizio del mese di dicembre 2005.



Foto 5

BIBLIOGRAFIA

- Brennan J. (2005) An Avalanche Rescue Seminar with Manuel Genswein. The Avalanche Review. Vol. 23, n. 3 February 2005, pag 7.
- Bonaldi C. (2005). Il soccorso in valanga. Dispense corso AINEVA 2 a Falcade 10 – 15 Gennaio 2005. AINEVA. Trento.
- Brugger H. e F. Markus. (2003). Equipaggiamento di salvataggio per gli sciatori. Neve e Valanghe, 49, pp. 20-27
- Semel C. e S. Stopper. (2003). ARVA Seppellimento multiplo in valanga. Neve e Valanghe, 49, pp. 14-19
- Valt M, A. Cagnati e A. Crepaz. (2003). Gli incidenti da valanga in Italia. Neve e Valanghe, 49, pp. 6-13
- Valt M. (2005). Gli incidenti da valanga nella stagione invernale 2003-2004. Professione montagna, 80, pag. 23
- Genswein M., R. Whelan and J.R. Bezzola. 2004. An analysis on the efficiency of avalanche victim search and its contributing factors. ISSW 2004. JACKSON HOLE, WYOMING, USA

ALTEZZA AL DISTACCO DELLE VALANGHE

Un approccio regionale per la stima delle altezze al distacco nel calcolo dinamico delle valanghe, applicato per due casi di studio in Lombardia

Alberto Riboni

Ingegnere, Politecnico di Milano, Dip. DIAR

Betty Sovilla

PhD, Istituto Federale per lo Studio della Neve e delle Valanghe di Davos

Daniele Bocchiola

Ricercatore in Idrologia e Costruzioni Idrauliche Politecnico di Milano, Dip. DIAR
Autore corrispondente
Tel. 022399 6292
daniele.bocchiola@polimi.it

Renzo Rosso

Professore di Idrologia e Costruzioni Idrauliche Politecnico di Milano, Dip. DIAR

Il calcolo dinamico delle valanghe per assegnati periodi di ritorno richiede come input la definizione dell'altezza al distacco. Tale valore viene solitamente valutato utilizzando una distribuzione statistica dei valori estremi, la cui definizione richiede la conoscenza dei valori massimi di altezza di neve per diversi anni. Data la scarsità dei dati di accumulo nivale (dell'ordine di una decina o poco più di anni), specialmente in rapporto ai periodi di ritorno considerati, dell'ordine dei 300 anni, le distribuzioni ottenute possono in alcuni casi presentare una scarsa affidabilità. Si propone qui un metodo regionale, del tipo "altezza indice", per la determinazione del valore di altezza al distacco per assegnato periodo di ritorno, basato sull'utilizzo combinato dei dati di precipitazione nevosa registrati dalle stazioni di rilevamento in Lombardia nell'ultimo decennio. Tale approccio permette una stima basata su campioni più estesi, rispetto ai classici metodi locali (fino a 140 anni di dati equivalenti). Si adotta la suddivisione in regioni delle Alpi Lombarde già ricavata in un precedente studio. Si determinano le curve di crescita regionali, che mostrano una distribuzione del tipo EV1 (distribuzione del Valore Estremo di primo tipo), o di Gumbel e permettono la stima affidabile delle altezze attese al distacco fino ad un periodo di ritorno di 300 anni. Si propongono inoltre due formule regressive, una per ogni regione, per stimare le altezze medie ("altezze indice") di precipitazione nelle 72 ore, a partire dalle caratteristiche geo-morfologiche del sito. La metodologia viene poi applicata per due casi di studio, il versante orientale della Grigna Settentrionale (LC) e il Monte Vallecetta (SO). Analizzate le topografie e esaminate le carte CLPV per ottenere le informazioni relative ai massimi eventi storici registrati, si procede nella definizione dei parametri di calcolo per le simulazioni monodimensionali, condotte con Aval-1D®, sviluppato dal team di Studio della Dinamica delle Valanghe dell'SLF, l'Istituto Federale per lo Studio della Neve e delle Valanghe di Davos (CH). Si affronta un'analisi di sensitività sui principali parametri variabili in ingresso per le simulazioni, con particolare attenzione alle altezze al distacco. Si valutano le distanze di arresto calcolate, alla base della definizione delle zone di pericolo, in dipendenza dalla variazione di tali parametri. Tale procedura mostra la dipendenza della zonazione dall'input in termini di altezza stimata al distacco per un dato periodo di ritorno. Il metodo regionale può portare a stime maggiormente affidabili di tali altezze, soprattutto per elevati periodi di ritorno, consentendo di conseguenza un guadagno in termini di affidabilità nella definizione delle zone di pericolo.



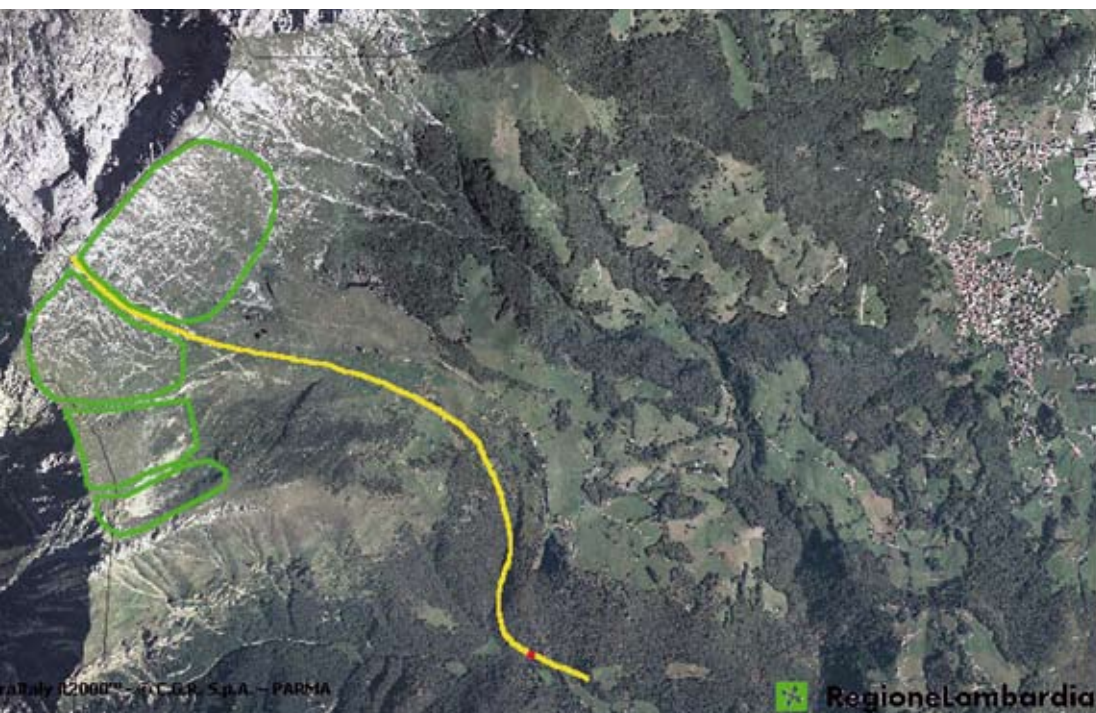


Figura 1 - Il versante orientale della Grigna Settentrionale, in giallo evidenziato un percorso rappresentativo della valanga, dalla cima della Grigna a sinistra fino a valle; in rosso evidenziato l'endmark storico (CLPV), in verde le zone di distacco. A destra in alto è visibile il comune di Pasturo.

Figura 2 - (pagina a lato, sopra) Il canalone del Rio Vallecetta; in giallo è evidenziato il percorso che parte dalla cima del Monte Vallecetta, attraversa il canale e arriva fino alla valle dell'Adda; in rosso è evidenziato l'endmark storico (CLPV), e in verde le zone al distacco studiate.

Figura 3 - (pagina a lato, sotto) La suddivisione nelle due regioni della zona montuosa lombarda; i punti indicano la posizione delle stazioni di rilevamento. (Martinelli et al., 2004).

INTRODUZIONE

Le moderne tecnologie di calcolo costituiscono un supporto fondamentale nelle procedure di mappatura del pericolo valanghe. L'utilizzo di modelli numerici opportunamente sviluppati e calibrati consente di determinare, a partire da date condizioni iniziali ed al contorno, le grandezze di interesse per la definizione dei livelli di rischio, ossia la lunghezza del percorso valanghivo, dal distacco alla zona di arresto, nonché le pressioni esercitate dalla massa nevosa.

Particolarmente critica per il corretto funzionamento di tali modelli è la raccolta di informazioni nel sito in esame, necessaria al fine di fornire ai modelli di valanga gli input necessari.

In questo studio si considerano due zone di valanga individuate sul territorio lombardo, in particolare il versante orientale della Grigna Settentrionale (LC) e il Monte Vallecetta (SO).

Le simulazioni sono condotte con Aval-1D, sviluppato dal team di Studio della Dinamica delle Valanghe dell'SLF, l'Istituto Federale per lo Studio della Neve

e delle Valanghe di Davos.

Il modello richiede delle scelte precise dei dati di input effettuate dall'utente. Un dato particolarmente importante è l'altezza di neve al distacco, che viene legata in fase di simulazione al valore del massimo annuale di accumulo nevoso per 72 ore di precipitazione consecutive, per un dato periodo di ritorno, $H_{72}(T)$.

Per la determinazione di tale valore, si propone qui un approccio regionale. Si adotta la suddivisione in regioni omogenee delle Alpi Lombarde già ricavata in un precedente studio (Martinelli et al., 2004).

Per ricavare la larghezza del profilo di scorrimento, si introduce nello studio un modello bidimensionale (Aval-2D), atto a determinare la massima area di espansione della valanga simulata. Analizzate le topografie ed esaminate le carte CLPV per ottenere le informazioni relative ai massimi eventi storici registrati, si procede nella definizione dei parametri di calcolo per Aval-1D.

Allo scopo di valutare la sensibilità della procedura di mappatura del pericolo valanghe agli

input iniziali si affronta un'analisi sui principali parametri variabili in ingresso:

- altezza di neve al distacco
- larghezza del profilo
- coefficienti di attrito

Partendo dai dati scelti come riferimento, si studiano gli effetti delle variazioni degli stessi sugli output del modello. Le distanze di arresto e l'estensione della zona rossa calcolate sono alla base delle definizioni delle zone di pericolo, e una variazione di pochi centimetri dello spessore della frattura iniziale può portare ad una zonazione del rischio sovrastimata (o peggio ancora sottostimata) di centinaia di metri. Allo stesso modo, la definizione delle larghezze del profilo e dei coefficienti di attrito può portare a distanze di arresto o pressioni dinamiche inaffidabili, con il conseguente impatto sulla zonazione.

PRESENTAZIONE DEI CASI ANALIZZATI

Sono stati scelti due casi studio, il sito valanghivo della Grigna Settentrionale in provincia di Lecco e il Monte Vallecetta a Bormio, in provincia di Sondrio.

Tali studi sono in precedenza stati considerati, ad esempio, in due tesi di laurea (Liusso e Invernizzi, 1997; Gianella, 1996). Per una descrizione approfondita dei due casi si rimanda inoltre a Riboni, 2004.

Grigna Settentrionale (LC). Il sito valanghivo di interesse è il versante orientale della Grigna Settentrionale (detta anche Grignone). La zona di distacco (Figura 1) può essere suddivisa in due settori; il primo, osservando la zona dalla sinistra orografica alla destra, comprende un pendio orientato Est-SudEst con pendenza media attorno ai 35°, compreso tra la vetta della Grigna e la Bocchetta del Nevaio,

e a valle scende fino alla zona delle Baite Comolli. Il secondo settore, delimitato dallo Zucco di Chignoli e la vetta della Grigna, è suddivisibile in tre zone di distacco che hanno in comune poi la zona di scorrimento, la Foppa del Ger.

Monte Vallecetta (SO). Il monte Vallecetta e il canalone omonimo che costituisce la zona di scorrimento fanno parte del Comune di Valdisotto, a sud di Bormio. Il percorso della valanga può essere così descritto: la zona di distacco principale è un ampio anfiteatro compreso tra la cima del Monte Vallecetta, la Cima Bianca e le dorsali che da esse partono (Figura 2). L'anfiteatro si restringe scendendo di quota fino ad un vero e proprio salto situato a 2400 m s.l.m. per poi arrivare all'imbocco dello stretto canale che costituisce la zona di scorrimento vera e propria. Raramente si assiste ad eventi che coinvolgano tutta la zona sopraccitata ma spesso si verificano distacchi localizzati, che non arrivano oltre il termine della parte ad "anfiteatro" (come si può vedere anche dalla CLPV). La zona di scorrimento è il canalone del Rio Vallecetta, facilmente individuabile in prossimità del cambio di pendenza e di morfologia situato alla quota di circa 2100 m s.l.m. alla fine della zona di distacco. La zona di arresto è il vasto conoide formato dal Rio Vallecetta, situato dove il versante della montagna raccorda con il fondovalle, con un percorso aperto di circa 600 m.

ANALISI NIVOMETRICA: L'APPROCCIO REGIONALE

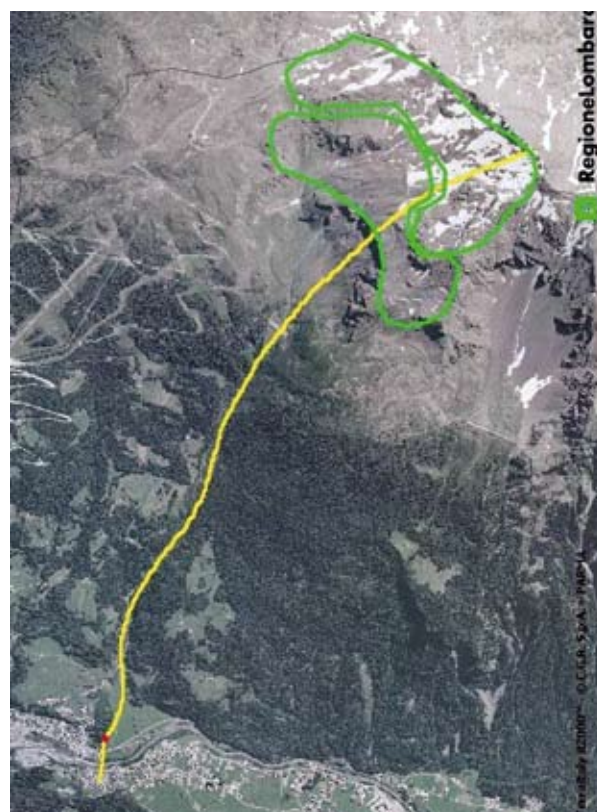
Il dato di input necessario per la zonazione del rischio è lo spessore di neve al distacco relativo ad un tempo di ritorno trecentennale, che permette di

simulare valanghe estreme, e quello legato ad un tempo di ritorno trentennale atto a simulare valanghe più frequenti e per verificare l'estensione della zona rossa. I dati di partenza sono le serie storiche fornite dal Centro Nivo-Meteorologico di Bormio e dalla Regione Lombardia, per le 28 stazioni di rilevamento distribuite sul territorio lombardo. In Figura 3 tali stazioni sono rappresentate, raggruppate nelle due regioni di appartenenza individuate in un precedente studio (Martinelli *et al.*, 2004). La regola attuale di definizione dello spessore al distacco prevede il calcolo dell'aumento dell'altezza del manto nevoso in un periodo di tre giorni consecutivi di precipitazioni. Presupposto per tale analisi è l'elevato numero di dati di altezza del manto nivale. Per le stazioni considerate il numero medio di annate (stagioni invernali) disponibili è pari a 10, e non sempre queste serie sono complete.

Data l'esigua disponibilità di dati che risulta dalle circostanze sopra dette, è opportuno ricorrere ad una metodologia di tipo regionale.

L'approccio regionale è stato originariamente introdotto nel

campo dell'idrologia delle piene e parte dall'ipotesi di poter sostituire il tempo con lo spazio, considerando i valori di massima annuale in diverse stazioni come provenienti da una unica distribuzione statistica (si veda p.es. Bocchiola *et al.*, 2004). Tale approccio vale purché si considerino i valori riscaltati per un opportuno valore, detto *indice*, variabile da stazione a stazione. La relazione che ne risulta per le



Carta



Tabella 1. Parametri delle distribuzioni di Gumbel osservate per le due regioni.

Tabella 2. Medie locali per i due siti stimate tramite le equazioni di regressione.

Tabella 3. Altezze al distacco con tempo di ritorno T=300 anni per i due siti valanghivi, stimate tramite approccio regionale e corrette per la pendenza (si veda il Manuale di Aval-1D) e relativa incertezza di stima.

altezze di neve è la (1) riprodotta nell'inserto qui sotto.

Il *fattore di crescita* $x(T)$ è comune per l'intera regione e rappresenta la componente di variabilità statistica del processo di accumulo della neve. L'*altezza indice* H_{72}^i rappresenta in pratica il valore atteso (media) della distribuzione delle altezze massime annuali e cambia da sito a sito. Tale valore può essere determinato con differenti metodi a seconda della disponibilità di dati (si veda *p.es.* Bocchiola *et al.*, 2003)

Stima della curva di crescita

Sfruttando la suddivisione del territorio montuoso lombardo nelle due regioni dette si sono valutate le relative curve di crescita. In particolare, si è valutata l'altezza indice per ogni stazione tramite una semplice operazione di media campionaria e si sono poi valutati i quantili adimensionalizzati $x(T)$. Tramite il metodo momenti (si veda *p.es.* Kottegoda and Rosso, 1997) si è valutato l'adattamento della distribuzione dei valori estremi del primo tipo EV1, alle distribuzioni campionarie $x(T)$ così ottenute. L'adattamento ha fornito risultati positivi, come si può vedere in Figura 4 e 5 (per una più approfondita verifica di adattamento e confronto con le distribuzioni locali si veda Riboni, 2004). La distribuzione EV1 è nella forma riportata in (2) e (3) nell'inserto qui a lato.

I parametri delle distribuzioni per le due zone sono in Tabella 1. Le distribuzioni ottenute permettono di ottenere stime dei quantili di altezza nivale adimensionali $x(T)$ per periodi di ritorno maggiori rispetto a quelli ottenibili con l'analisi locale. In particolare si può affermare (Benson, 1962 e Committee on Techniques for Estimating Probabilities of Extreme Floods, 1988) che l'orizzonte previsionale affidabile sia all'incirca pari a $2n$, con n numero di

anni equivalenti a disposizione. Poiché nelle singole stazioni la media dei dati osservati presenti è pari a 10 anni, la previsione affidabile è dell'ordine dei 20 anni. Utilizzando invece l'approccio regionale si dispone di un numero di anni equivalenti decisamente superiore (Regione 1, 133 anni; Regione 2, 129 anni) fornendo delle stime affidabili dei valori di spessore di neve legati ad un tempo di ritorno pari a 260 anni, prossimo ai 300 anni richiesti dalla normativa.

Stima dell'altezza indice

Nei siti non strumentati è necessario valutare il valore dell'altezza indice tramite approcci indiretti. Un approccio possibile è la determinazione di equazioni di regressione basate sui dati disponibili, che si possa estendere a tutto il territorio della regione analizzata. In particolare, è possibile osservare le caratteristiche geomorfologiche legate alla posizione delle stazioni esistenti e studiare che legame esiste tra queste ed il valore della media campionaria dei massimi annuali di accumulo nivale. Tramite un'analisi di regressione di tipo *forward stepwise* (si veda *p.es.* Kottegoda e Rosso, 1997) si giunge alle equazioni di regressione finali riportate rispettivamente in (4) e (5) nell'inserto qui a lato.

L'adattamento dell'equazioni ai dati osservati è riportato in Riboni, 2004. Si sono considerate nella regressione altre variabili, quali la pendenza locale, diversi valori di rappresentatività della temperatura e l'esposizione. Tuttavia nessuna di tali variabili sembra apportare un sensibile incremento della varianza spiegata (si è utilizzata una soglia dell'1%).

Altezze al distacco

Date le equazioni di regressione per la stima dell'altezza indice, è possibile ricavare le altezze

EQUAZIONI	
1	$H_{72}(T) = H_{72}^i x(T)$
2-3	$\hat{x}(T) = u + \alpha \cdot y(T)$ Con $y(T) = -\ln(-\ln((T-1)/T))$ variabile di Gumbel
4	Per la regione 1 vale la: $\hat{H}_{72}^i = 0.052 \cdot Q + 5.3 \cdot 10^{-4} \cdot N - 1.7 \cdot 10^{-4} \cdot E - 2649$ $R^2 = 0.89$ Con Q=quota [m], E coordinata est [m] e N coordinata nord [m]
5	Per la regione 2 vale la: $\hat{H}_{72}^i = 0.029 \cdot Q + 2.6 \cdot 10^{-4} \cdot N - 7 \cdot 10^{-5} \cdot E - 1300$ $R^2 = 0.79$
6	$\hat{\sigma}_{H_{72}(T)}^2 = \hat{\sigma}_{H_{72}^i}^2 \cdot \hat{\sigma}_{x(T)}^2 + \hat{H}_{72}^i{}^2 \cdot \hat{\sigma}_{x(T)}^2 + \hat{x}(T)^2 \cdot \hat{\sigma}_{H_{72}^i}^2$
7	$\hat{\sigma}_{H_{72}^i}^2 = \hat{\sigma}_{H_{72}^i}^2 (1 - R^2)$
8	$\hat{\sigma}_{x(T)}^2 = \frac{\alpha^2}{n} \exp(y(T)) \cdot \exp(-1.823 \cdot k - 0.165)$

Parametri delle distribuzioni di Gumbel osservate per le due regioni

Parametri Gumbel	α [.]	u [.]
Regione1	0.373	0.810
Regione2	0.334	0.808

Medie locali per i due siti stimate tramite le equazioni di regressione

Altezza indice	Profilo	Q [m]	N [m]	E [m]	H_{72}^i [m]
Grigna	1a, 1b	2225	5088853	530349	0.945
	2, 3	2175	5088718	530135	0.919
Monte Vallecetta	1	3000	5141308	607856	0.832
	2	2675	5141796	607086	0.735

Altezze al distacco con tempo di ritorno T=300 anni per i due siti valanghivi, stimate tramite approccio regionale e corrette per la pendenza (si veda il Manuale di Aval-1D) e relativa incertezza di stima

Altezze al distacco T=300	Profilo	Fattore di pendenza [.]	$H_{72}(300)$ [m]	$H_0(300)$ [m]	$\hat{\sigma}_{H_{72}^i}^2$ [m]	$\hat{\sigma}_{x(T)}^2$ [.]	$\hat{\sigma}_{H_{72}(T)}^2$ [m]
Grigna	1a, 1b	0.62	2.775	1.350	0.056	0.367	0.383
	2, 3	0.71	2.690	1.550	0.056	0.367	0.375
Monte Vallecetta	1	0.74	2.260	1.400	0.079	0.328	0.357
	2	0.85	1.997	1.450	0.079	0.328	0.334

al distacco dei due siti di interesse. Come verrà spiegato in seguito, sono stati individuati diversi percorsi possibili per le due valanghe e di conseguenza esistono diversi punti scelti per rappresentare le aree di distacco. Sono state utilizzate le quote e le coordinate medie dei profili per il calcolo dell'altezza indice, riportate in Tabella 2. Le medie locali ottenute moltiplicate per i fattori di scala di Gumbel, restituiscono le altezze al distacco riferite ad una determinata frequenza di accadimento. In Tabella 3 e 4 sono riportati i valori delle altezze al distacco così valutate per tempo di ritorno pari a trecento anni e trenta anni.

Incertezza di stima

L'approccio regionale permette la definizione del livello di incertezza nella determinazione del valore dello spessore di neve al distacco.

L'errore di stima è dovuto alla presenza di un errore nella determinazione del fattore di scala regionale $x(t)$ di Gumbel e all'errore presente nella stima della media locale. La varianza totale è riportata nella (6) vedi inserto di pag 26.

La deviazione standard di stima tiene conto di due fattori di incertezza, quello associato alla valutazione del fattore di scala regionale e quella legata alla stima del valore locale, dell'altezza indice; la 6 risulta valida assumendo l'indipendenza dei due fattori. La varianza di stima della altezza indice è data dalla (7) riprodotta nell'inserto di pag 26 con $\sigma^2_{H_{T_2}^i}$ varianza osservata del campione delle altezze medie (si veda p.es. Bocchiola *et al.*, 2003). La varianza del quantile per la distribuzione GEV, Generale dei Valori Estremi è dato (De Michele e Rosso, 2001) dalla (8) riprodotta nell'inserto di pag 26 dove $k = 0$ per la EV1 di Gumbel.

Altezze al distacco con tempo di ritorno T=30 anni per i due siti valanghivi, stimate tramite approccio regionale e corrette per la pendenza (si veda il Manuale di Aval-1D) e relativa incertezza di stima							
Altezze al distacco T=30	Profilo	Fattore di pendenza [.]	$H_{72}(30)$ [m]	$H_0(30)$ [m]	$\hat{\sigma}^2_{H_{72}}$ [m]	$\hat{\sigma}^2_{x(T)}$ [.]	$\hat{\sigma}^2_{H_{72}(T)}$ [m]
Grigna	1a, 1b	0.62	1.958	0.950	0.056	0.138	0.172
	2, 3	0.71	1.904	1.100	0.056	0.138	0.170
Monte Vallecetta	1	0.74	1.615	1.000	0.079	0.124	0.189
	2	0.85	1.427	1.050	0.079	0.124	0.183

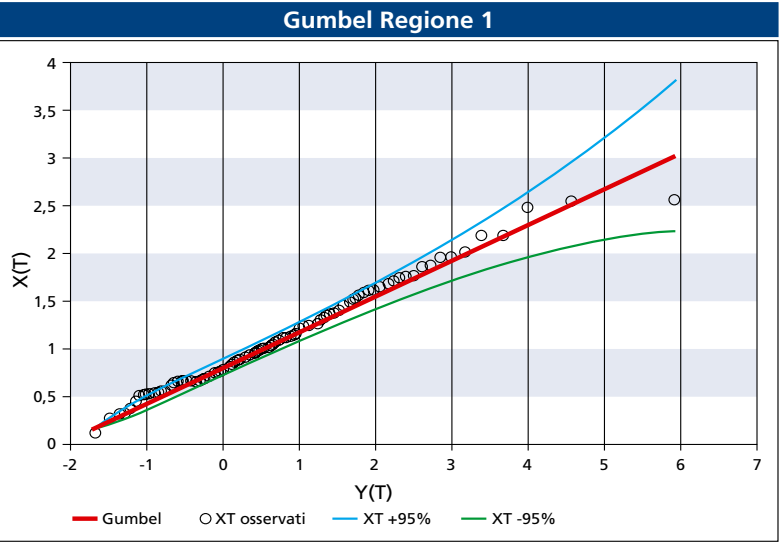


Tabella 4. Altezze al distacco con tempo di ritorno T=30 anni per i due siti valanghivi, stimate tramite approccio regionale e corrette per la pendenza (si veda il Manuale di Aval-1D) e relativa incertezza di stima.

Figura 4. Fattore di scala secondo la Gumbel per la Regione 1. Sul grafico sono rappresentate anche la dispersione dei valori osservati nelle stazioni e le bande di confidenza al 95%.

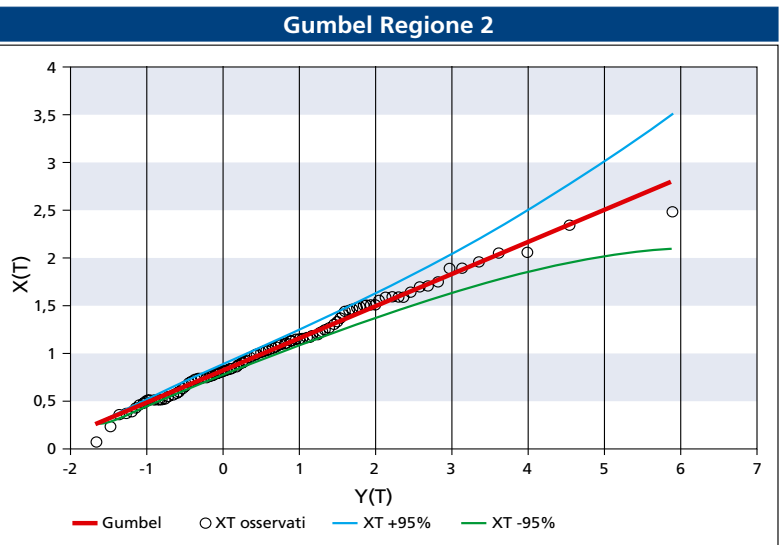


Figura 5. Fattore di scala secondo la Gumbel per la Regione 2. Sul grafico sono rappresentate anche la dispersione dei valori osservati nelle stazioni e le bande di confidenza al 95%.

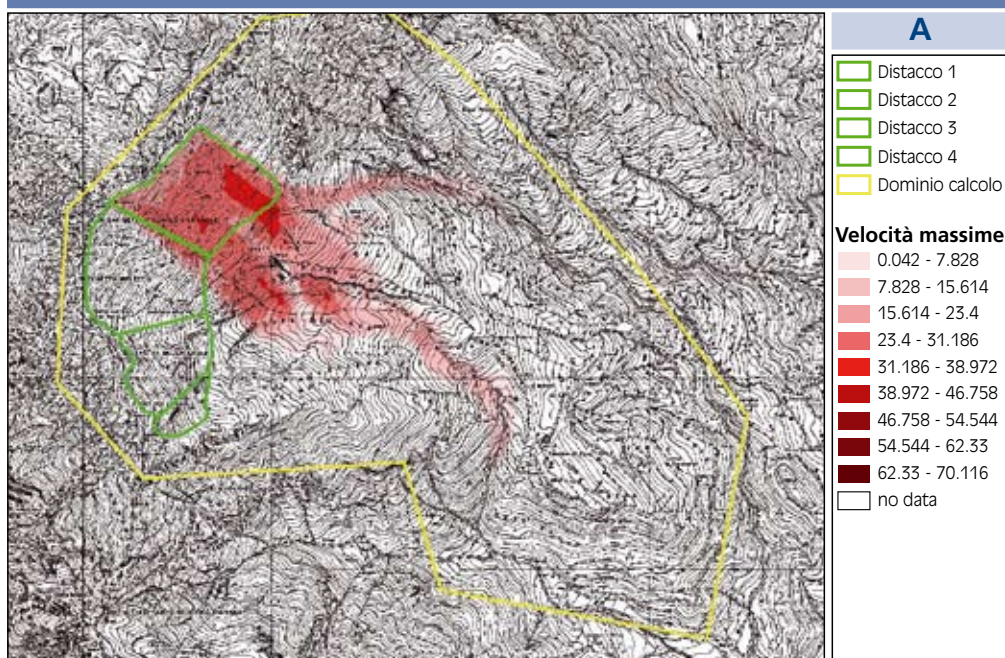
La varianza stimata permette il calcolo delle bande di confidenza del quantile stimato per un qualsivoglia livello di confidenza. Tale informazione è di grande interesse in sede di valutazione dell'affidabilità della zonazione del rischio valanghivo. In Tabella 3 e 4 sono riportati i valori dello scarto quadratico medio σ della altezza indice H_{72}^i , del quantile dimensionale $x(T)$ e dell'altezza $H_{72}(T)$, calcolati per i due casi in esame.

USO DI SIMULAZIONI BIDIMENSIONALI PER DEFINIRE I PROFILI DI SCORRIMENTO

Allo scopo di impostare la simulazione monodimensionale, si è condotta una serie di simulazioni bidimensionali utilizzando Aval-2D®. Aval-2D è un modello bidimensionale in fase di sviluppo da parte dell'istituto SLF di Davos, in grado di simulare eventi valanghivi, sfruttando la conoscenza

Grigna Settentrionale

a) Definizione iniziale delle aree al distacco e del dominio di calcolo; esempio di distribuzione delle velocità da simulazione 2D per la zona di distacco 1.



b) Esempio di output di Aval-2D; si osserva in scala di rossi la distribuzione delle velocità massime generate da un distacco di 200 cm di neve sulla zona di distacco totale. In giallo l'estensione del dominio di calcolo, in verde l'estensione della zona di distacco e i punti indicano i profili di scorrimento individuati.

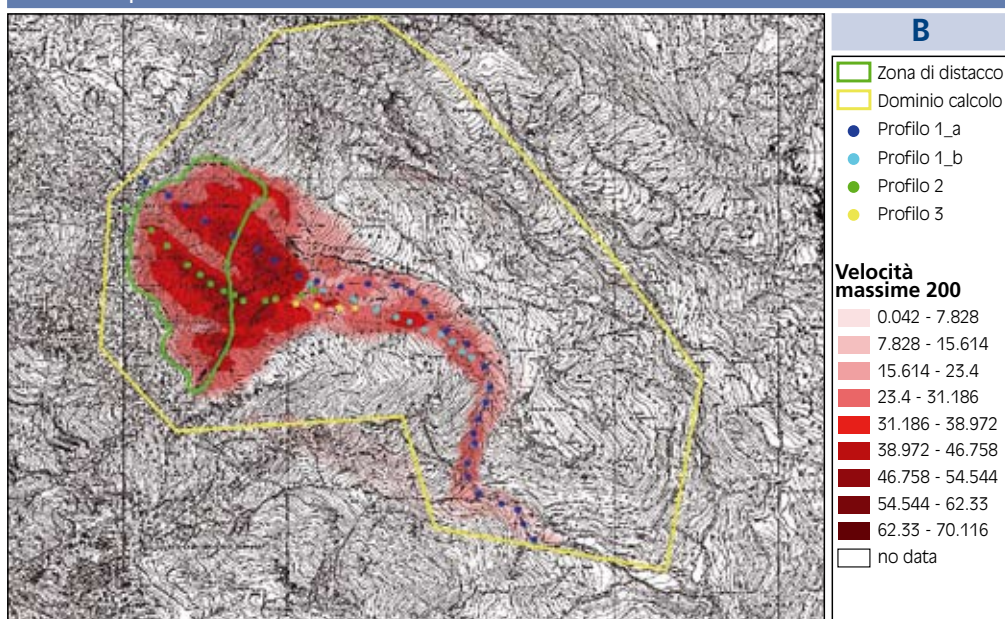


Figura 6 della morfologia del terreno tramite l'uso di un modello digitale tridimensionale. Si ringrazia qui Urs Gruber del SLF di Davos per aver reso possibile l'utilizzo del modello e del software. A differenza di Aval-1D il modello bidimensionale non è calibrato ed i risultati sono da interpretare attentamente. L'utilizzo deve essere per il momento considerato un passaggio preliminare alla

realizzazione delle simulazioni monodimensionali. Il modello Aval-2D è stato usato per individuare in modo corretto i profili di scorrimento della massa di neve nei due siti valanghivi, e successivamente importarli direttamente in Aval-1D. Si ricavano inoltre delle indicazioni sulle larghezze dei profili individuati. Si tratta di osservare quanto la massa in movimento si allar-

ghi sul terreno a disposizione, per assegnare ai profili definiti punto per punto anche un dato di larghezza, che caratterizza le dimensioni della sezione. È da sottolineare che in Aval-2D non viene considerata la componente di viscosità della neve: la massa che si distacca (calcolata come prodotto dell'area di distacco per lo spessore definito in ingresso) rimane costante e in più tende ad occupare gran parte dello spazio a disposizione, ovvero, il flusso che scende a valle tende a seguire la conformazione del territorio in tutti i suoi particolari, comportandosi molto similmente ad un liquido. Nella realtà la massa nevosa non si disperde mai su tutto il pendio a disposizione, poiché esiste una componente viscosa che tende a far occupare al flusso in movimento solo una parte del terreno sul quale scorre.

Output del modello sono la velocità, le pressioni e le altezze del flusso di neve ai vari istanti temporali nei nodi della maglia. Per una spiegazione dettagliata dell'uso di Aval-2D in questo contesto si veda Riboni (2004). I profili ottenuti sono definiti da una serie di punti topografici consecutivi. Sovrapponendo i diagrammi di output ottenuti da Aval-2D alla Carta Tecnica Regionale in scala 1:10000 (con l'aiuto del GIS Arcview®) si scelgono manualmente le posizioni dei singoli punti. Si utilizzano le curve di livello a dieci metri. I punti devono essere ad una distanza minima di 80 metri, massima di 220 metri l'uno dall'altro. Si è posta particolare attenzione nello scegliere i punti nella zona di distacco, la quale non deve superare come lunghezza totale i 500 metri. Per scegliere quelli che poi diventeranno i profili rappresentativi utilizzati per simulare gli eventi valanghivi si

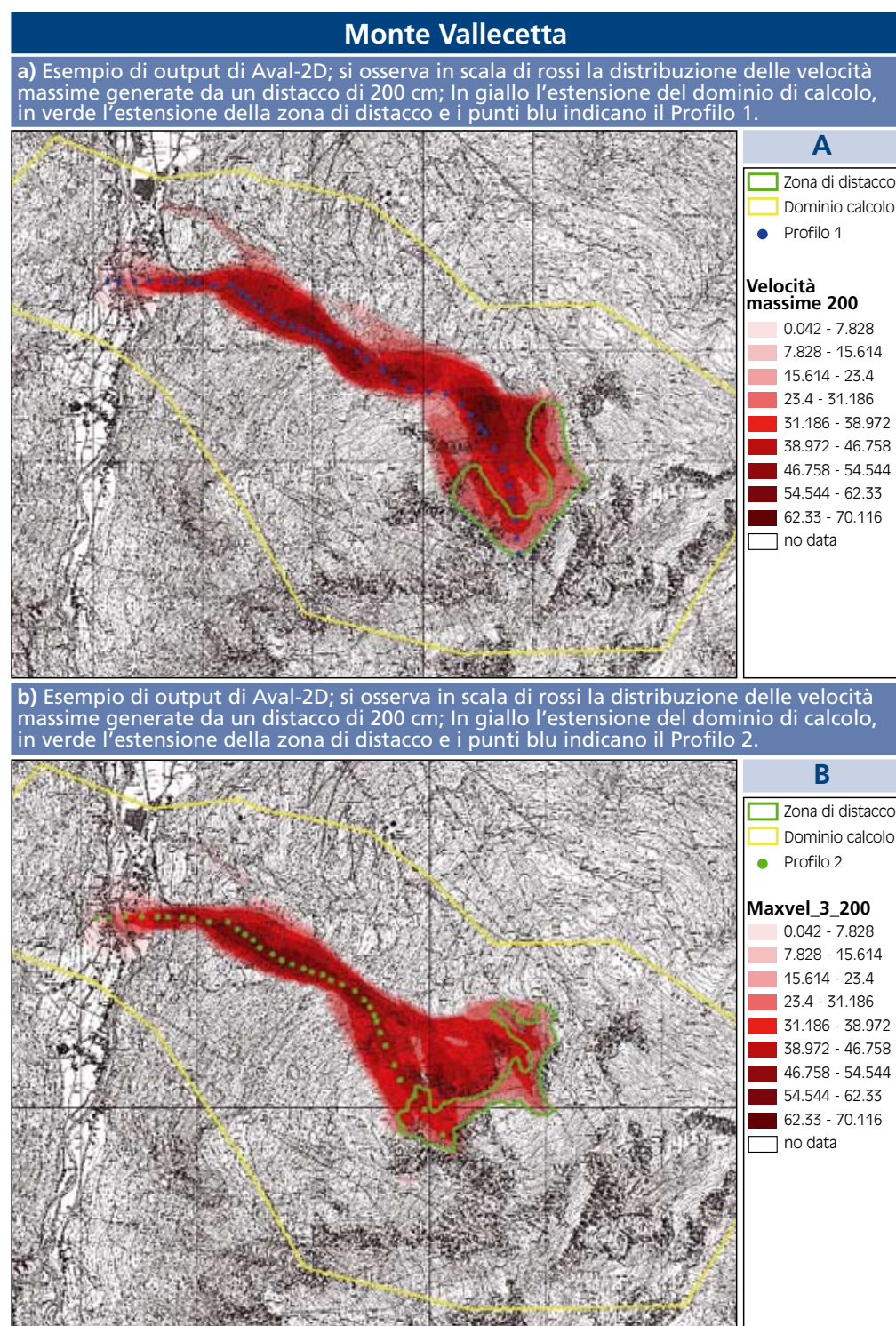
osserva l'andamento dei grafici sopra menzionati. Nelle rappresentazioni dell'andamento delle velocità massime si possono riscontrare delle zone con valori elevati, solitamente associati a pendenze elevate, che si considerano come dei canali preferenziali di scorrimento per il flusso. Dai grafici si studiano le tendenze dei valori e si scelgono delle linee di percorso che poi verranno rappresentate grazie ad una serie di punti topografici consecutivi che potranno essere "letti" da Aval-1D.

La scelta dei profili da usare è quindi in sostanza soggettiva. L'utente dopo un'attenta analisi di tutte le informazioni a sua disposizione può procedere alla selezione dei singoli punti topografici che definiscono il percorso della valanga.

Aree di distacco

Si simulano differenti casi di distacchi. Dalla cartografia del pendio si creano in base alle pendenze esistenti, dei poligoni che rappresentino le possibili zone di distacco. L'intera area di distacco, può essere suddivisa a sua volta in sottobacini, per studiare le conseguenze di distacchi limitati e locali.

Grigna Settentrionale. Per la zona di distacco della Grigna Settentrionale si individuano cinque poligoni differenti e uno totale che ingloba tutta l'area con pendenze attorno ai 30°-40° (Figura 6a, b). Percorrendo la zona a Sud, la parte di pendio individuata come zona di distacco si suddivide in quattro porzioni contigue che ne coprono tutta l'estensione. Oltre a queste quattro si considera anche una zona di estensione doppia rispetto alle altre, ed infine la totale che ingloba tutto il possibile distacco; tutte le zone di distacco sono comprese tra le quote di 2400 m e 2000 m s.l.m.



Monte Vallecetta. Per il sito del Monte Vallecetta si individuano due zone di distacco a quote differenti; salendo dal canale si individua una fascia distribuita per tutta la lunghezza della zona di distacco a quote tra i 2700 m e 2550 m s.l.m. La principale resta però l'area definibile ad "anfiteatro" che si sviluppa dalla cima del Monte Vallecetta fino all'arrivo degli impianti di risalita di Bor-

mio 2000, a quote comprese tra i 3100 m e 2700 m s.l.m. (Figura 7a,b). Lo scopo delle simulazioni è di riuscire a riprodurre il massimo evento registrato nella storia del sito valanghivo. Attraverso lo studio degli effetti di distacchi diversi per dimensioni e posizioni si può capire che tipo di condizioni iniziali può effettivamente portare alla realizzazione di un evento estremo.

Figura 7



Le altezze al distacco

Pur conoscendo le altezze al distacco determinate grazie all'analisi nivometrica, la scelta dei valori di altezza al distacco per le simulazioni bidimensionali è differente. Lo scopo di queste prove è infatti quello di ottenere delle chiare indicazioni riguardanti i percorsi seguiti dalla massa di neve durante la discesa a valle. Per questo si simulano distacchi con diversi spessori, su tutte le aree selezionate di cui si parla nel paragrafo precedente.

Grigna Settentrionale. La scelta per le simulazioni riguardanti la Grigna Settentrionale è stata di utilizzare altezze al distacco di 100 cm, 120 cm, 200 cm, 300 cm, 400 cm, 500 cm, per avere una definizione sempre più marcata, all'aumentare dell'altezza inserita, delle distribuzioni delle velocità e della quantità di moto, così da individuare dettagliatamente il percorso del flusso.

Monte Vallecetta. Per quanto riguarda le simulazioni della valanga del Monte Vallecetta le

altezze inserite sono state 100 cm, 120 cm, 150 cm, 200 cm. La particolare conformazione del territorio, in questo caso, è tale per cui tutte le altezze di neve considerate per il distacco a monte permettono di ottenere in output distanze di arresto paragonabili a quella dell'evento storico. Già con 100 cm di neve il flusso di massa si arresta solo una volta arrivato a valle, anche per questo è stato ritenuto inutile utilizzare spessori maggiori. Dai grafici di velocità e della quantità di moto è possibile ricavare i profili di moto preferenziali. In particolare, vengono disegnati punto per punto, i profili di scorrimento, seguendo i percorsi evidenziati da valori elevati di velocità e quantità di moto. Ad ogni punto così definito verrà associata una determinata larghezza, che caratterizzerà la sezione di scorrimento definita dal punto stesso.

Grigna Settentrionale. I risultati ottenuti da questa serie di simulazioni "di passaggio" portano

per il sito valanghivo della Grigna all'individuazione di due canali principali di scorrimento, che corrono paralleli dalla zona di distacco fino all'imbocco della parte finale fortemente canalizzata (vedere la Figura 6b). Per considerare la topografia complessa nella zona di distacco e nella zona di scorrimento, si sono scelti quattro profili principali, due coppie di profili riferite a due punti diversi della zona di distacco, ma pressoché alla stessa quota si partenzia. Le grosse differenze tra i quattro profili ottenuti si riscontrano nella parte centrale del tracciato, la zona di scorrimento. Si cerca di studiare nel modo più esauriente possibile il comportamento della valanga nel tratto dei due canali centrali, in cui la pendenza diminuisce rispetto alla parte iniziale. Per tutti i quattro profili si utilizza la stessa definizione della zona di distacco, che porta ad ottenere distanze di arresto simili a quelle ricercate. Le larghezze dei profili saranno quindi uguali in partenza, essendo associata a ciascuno di essi la stessa area di distacco.

Monte Vallecetta. La valanga del Monte Vallecetta viene simulata con l'aiuto di due profili ricavati dall'analisi dei dati ottenuti dalle simulazioni bidimensionali. I due profili partono da quote diverse. Il primo parte dalla cima del Monte Vallecetta e dopo aver effettuato un salto si immette nel canale che scende verso valle. Il secondo parte da una zona a quota inferiore e non incontra veri salti prima di immettersi nel canale, dove quindi i due profili si sovrappongono, fino all'arrivo a valle, in prossimità della Strada Statale e del Fiume Adda (Figure 7a, b). In questo caso, le aree al distacco selezionate sono due. Il profilo principale (Profilo 1) considera la zona di

distacco che risulta estendersi per tutto l'"anfiteatro". Al Profilo 2 si associa l'area di distacco presente a monte dell'imbocco del canalone.

SENSITIVITÀ DEL MODELLO AI DATI DI INPUT

Input del modello Aval-1D

Si descrivono qui in breve le caratteristiche principali e gli input richiesti del modello Aval-1D, utilizzato per l'analisi di sensitività. Si considera qui il solo modulo relativo alle valanghe dense. Aval-1D risolve con un metodo alle differenze finite le equazioni di conservazione della massa, dell'energia e della quantità di moto (si veda ad esempio il Manuale di utilizzo di Christen *et al.*, 2002). L'utilizzo del programma di calcolo prevede una serie di passaggi. In una prima fase devono essere definiti i parametri di input, ossia:

- Lo spessore di neve al distacco, opportunamente trattata in ragione della pendenza locale.
- Il profilo topografico, ovvero una successione di punti topografici caratterizzati da coordinate geografiche e quota. Si consiglia di definire il profilo utilizzando una serie di punti aventi una distanza reale compresa tra gli 80 e i 220 metri. Infatti il modello è sensibile per motivi numerici a piccole irregolarità topografiche che non influiscono in realtà il moto della valanga reale. Nella zona di deposito la differenza di altitudine tra due punti consecutivi non deve essere inferiore ai 20 metri (punti con differenze di 10 metri solo con pendenze inferiori ai 5°).
- La larghezza della valanga in ogni sezione.
- L'area della zona di distacco.
- I parametri di attrito μ ed ζ per ogni parte del profilo. I parametri di attrito variano in base al

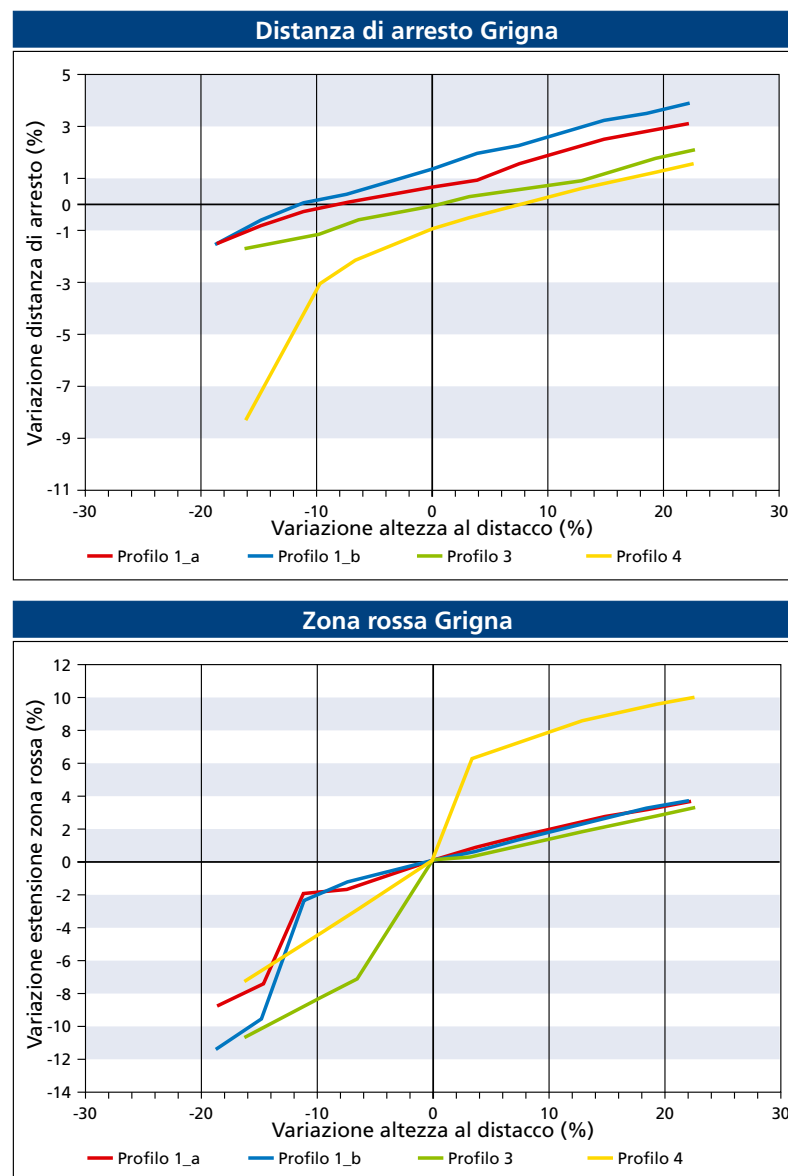


Figura 8

a) Effetto della variazione dell'altezza al distacco sulle distanze di arresto dei 4 profili della Grigna Settentrionale.

b) Variazione dell'estensione della zona rossa in caso di variazione dell'altezza al distacco; analisi per i 4 profili della Grigna Settentrionale.

volume della valanga, in base all'altitudine, alla canalizzazione, alla rugosità della topografia e in base al tempo di ritorno e si valutano tramite opportune tabelle (si veda il Manuale).

- Il grado di canalizzazione lungo il percorso. Esistono tre differenti possibilità: parti di versante, parti canalizzate e parti fortemente canalizzate (gully). La definizione del valore dei parametri di attrito dipende anche da questa caratteristica del percorso (si veda il Manuale).

Definiti i parametri di input si può procedere alla simulazione dinamica del comportamento della valanga. I principali dati in uscita di Aval-1D sono la distanza di arresto (ovvero la distanza

percorsa, espressa in metri) e la pressione di impatto.

Tali informazioni sono fondamentali per la procedura di zonizzazione del pericolo, ovvero la perimetrazione di aree interessate dal possibile passaggio della massa di neve. Sembra importante quindi studiare l'influenza dei singoli parametri sugli output del modello, per comprendere dove sia possibile concedersi delle incertezze e dove invece sia necessario ottenere dati precisi, per non compromettere i risultati dell'analisi.

Studio di sensitività

Si è condotta una serie di simulazioni per studiare la sensitività dei risultati del modello Aval-1D rispetto alle variazioni dei dati

di input. Si sono considerati due parametri di confronto. Il primo è la distanza di arresto simulata della valanga, mentre il secondo è il limite della zona rossa, definita sulla base del limite dei 30 KPa. Una prima osservazione riguarda la sensitività dei risultati alla scelta del profilo. Poiché infatti non è a priori detto quale percorso sarà seguito dalla valanga, la definizione delle zone di rischio dipende dal profilo scelto. Si devono quindi considerare i differenti profili. Una ulteriore fonte di incertezza riguarda la definizione dei parametri di attrito μ ed ζ . I loro valori numerici cambiano infatti a seconda della caratterizzazione del tratto preso in esame, se di versante, canalizzato o gully. In questo ambito, si è svolta la selezione delle carat-

teristiche del percorso, a partire da un'analisi delle carte topografiche, per trovare la giusta successione di parti di versante e canalizzate. Tuttavia, sebbene esistano delle regole definite per classificare le parti di pendio, la precisa demarcazione del passaggio tra una zona e l'altra non è sempre di facile determinazione. Permane dunque un certo grado di aleatorietà nella loro definizione. Tale grado di aleatorietà può risultare in una incertezza dei risultati, che il progettista deve considerare.

L'analisi di sensitività condotta considera quindi i tre principali dati di input forniti dall'utente, ossia:

- *Altezze al distacco.* Per la variazione delle altezze al distacco si fa riferimento ai valori calcolati

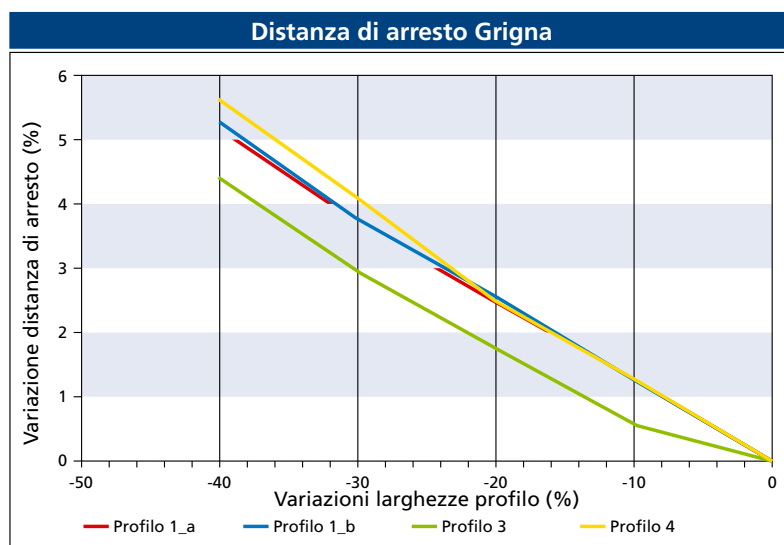
grazie all'analisi regionale. Si valutano gli effetti di variazioni percentuali dell'altezza tra -25% e +25% rispetto al valore calcolato in Tabella 3.

- *Larghezze di scorrimento.* Ad ogni punto dei profili scelti viene assegnato un valore di larghezza della sezione, considerato di riferimento. Per poter osservare l'influenza di tale parametro si procede al parziale restringimento dei profili definiti, variando ad ogni simulazione del 10% il valore delle larghezze dei punti lungo tutto il profilo. Il valore della larghezza della zona di distacco rimane costante in tutto il processo, così da non modificare il volume della massa di neve in movimento. Il restringimento dei profili permette di osservare l'aumento delle velocità e delle distanze di arresto. Con un allargamento dei profili, la massa di neve, avendo più spazio a disposizione, tenderebbe a rallentare. Le distanze di arresto diminuirebbero di conseguenza.

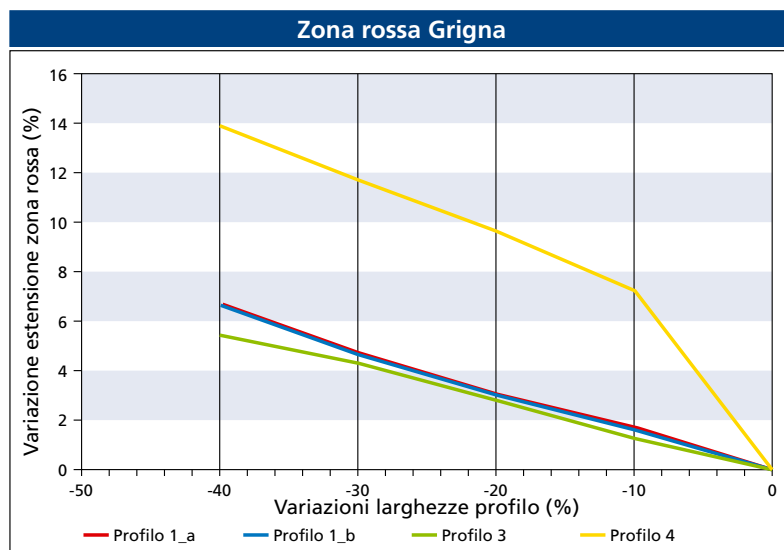
- *Parametri di attrito.* L'ultima serie di variazioni riguarda i parametri di attrito μ ed ζ . I valori dei coefficienti non possono essere "ritoccati" in maniera diretta, in quanto fissati dalla calibratura del modello. Come detto però, tali parametri dipendono dal tipo di canalizzazione del profilo. I profili individuati sono generalmente definiti come zone di versante nella parte di accumulo e distacco, mentre lo scorrimento avviene in sostanza in una zona canalizzata ed, in alcuni casi, all'interno di gullies. La scelta effettuata è quella di variare l'estensione delle parti centrali canalizzate (le più problematiche per quanto riguarda il sito della Grigna Settentrionale) modificando così in maniera indiretta la distribuzione dei valori dei coefficienti di attrito e influenzando i risultati delle

Figura 9

a) Variazioni delle distanze di arresto per i 4 profili della Grigna Settentrionale, in corrispondenza della diminuzione della larghezza di scorrimento.



b) Variazioni dell'estensione della zona rossa per i 4 profili della Grigna Settentrionale, in corrispondenza della diminuzione della larghezza di scorrimento.



distanze di arresto.

Grigna Settentrionale

Per simulare gli eventi valanghivi che interessano il versante orientale della Grigna Settentrionale sono proposti quattro profili (profilo 1a, 1b, 2 e 3, Figura 6b). I profili 1a e 1b scendono a valle a partire da un punto individuato tra la posizione del Rifugio Brioschi e la Bocchetta del Nevaio e sono identificati da punti aventi la stessa posizione nella zona di distacco di versante, mentre si differenziano su due percorsi diversi nella parte centrale canalizzata. I profili 2 e 3 partono dalla zona compresa tra la cima della Grigna e la Bocchetta del Releccio e si separano nella parte centrale canalizzata. Tutti i profili restano definiti dagli stessi punti nella parte finale del percorso, dove si trova un tratto fortemente canalizzato.

La differenziazione dei percorsi nella parte centrale è studiata per poter analizzare nel modo più dettagliato possibile il comportamento della massa in movimento nei canali della Foppa del Ger e della Foppa di Masone, dove si individua un netto cambio di pendenza, con una conseguente diminuzione della velocità del flusso.

Per tutti i profili si determina, dopo una serie di simulazioni di tentativo, la giusta definizione dei parametri, che portano alla simulazione del massimo evento storico registrato. Queste simulazioni fungono da riferimento per valutare l'entità di tutte le variazioni apportate in seguito.

Variazione dell'altezza al distacco

La definizione delle zone di pericolo è legata alle simulazioni di eventi con tempo di ritorno trecentennale e trentennale, atte a definire l'estensione della zona rossa. Le distanze di arresto finali sono legate ad eventi trecen-

tennali, che superano le distanze percorse da eventi più frequenti. Per studiare la variazione di distanza di arresto e del limite della zona rossa si utilizzano i valori di spessori di neve al distacco con $T = 300$ anni.

Vengono riportati i risultati adimensionalizzati per i quattro profili della Grigna Settentrionale. In Figura 8a si osservano gli effetti di variazioni percentuali delle altezze al distacco iniziali sui valori delle distanze di arresto finali. Si osserva la presenza di un andamento generale, all'aumentare della quantità di neve considerata per il distacco, seguito da tutti i profili. Si nota come anche per un aumento prossimo al 25% le variazioni delle distanze sono comunque di qualche punto percentuale, che su un percorso di lunghezza totale di 3700 m circa corrispondono ad un massimo di 150 m. Il problema più evidente riguarda la diminuzione dello spessore della frattura; se per i primi tre profili si può osservare un unico trend, per il profilo 3 questo non avviene ed una variazione poco superiore al 15% porta ad un arretramento del punto di arresto del 9% (350 m in meno) valore che comincia ad essere significativo.

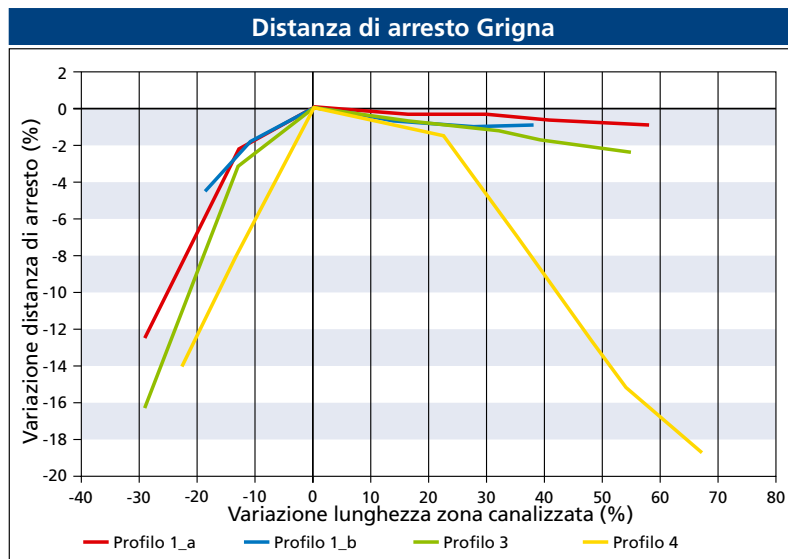
Il profilo 3 si comporta in modo anomalo anche considerando le variazioni dell'estensione della zona rossa, in Figura 8b. Le variazioni per i profili 1a e 1b hanno in pratica lo stesso andamento. Il profilo 2 si distacca, ma le variazioni massime in positivo ed in negativo hanno valori simili, attorno al 4% nel caso di aumento dello spessore del 25% e diminuzione del 10% in caso di variazioni dell'altezza del -20%. In caso di diminuzione dell'altezza della frattura si può capire che le velocità del flusso diminuiscono così come le pressioni di impatto. Il limite dei 30 KPa si sposta quin-

di a monte. Per il profilo 3 una variazione positiva dell'altezza di neve provoca una variazione della distanza di arresto paragonabile a quella degli altri profili, mentre per l'estensione della zona rossa i risultati cambiano. L'aumento della velocità dovuto alla presenza di una massa maggiore porta ad una variazione del limite della zona rossa fino a valori del 10% più a valle del punto medio. Un comportamento anomalo si riscontra anche nei casi di diminuzione dello spessore al distacco, ma con valori simili agli altri profili. Una possibile spiegazione di tali risultati è legata alla definizione del profilo 3. La scelta del percorso sulla destra orografica del canale, rispetto alle posizioni più "centrali" degli altri profili influenza il movimen-

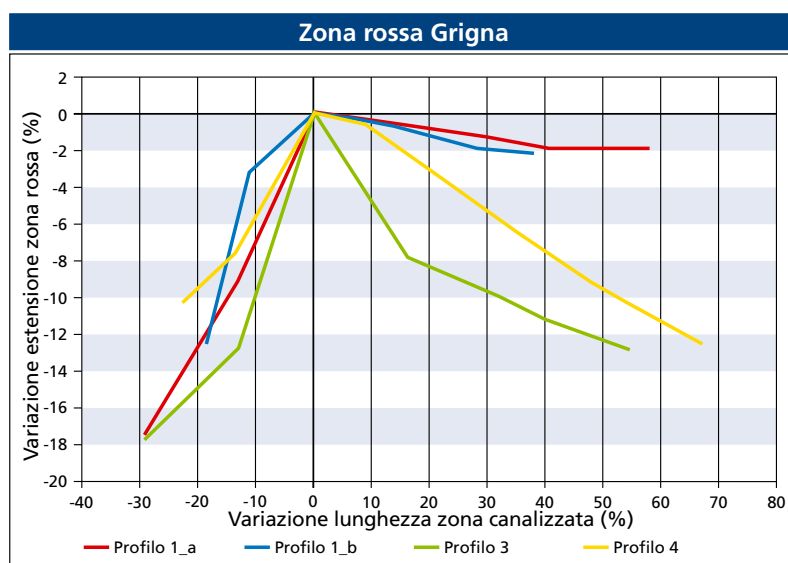


Figura 10

a) Variazione della distanza di arresto finale per i 4 profili della Grigna Settentrionale in funzione della variazione dell'estensione della zona canalizzata.



b) Variazione dell'estensione della zona rossa per i 4 profili della Grigna Settentrionale in funzione della variazione dell'estensione della zona canalizzata.



to del flusso di neve. Nella parte iniziale del canale centrale è presente una zona pianeggiante, adiacente al cambio di pendenza tra zona di distacco e zona di scorrimento. In caso di altezze al distacco minime la massa in movimento non raggiunge una velocità sufficiente ad evitare l'influenza della parte piana, che rallenta notevolmente il flusso transitante. Questo particolare andamento del profilo non è presente negli altri percorsi, e si identifica come la causa dei risultati anomali legati alle simulazioni del profilo 3.

Variazione della larghezza del profilo

La larghezza del profilo di scorrimento è definita dall'utente. In particolare la scelta qui adottata

è quella di utilizzare i risultati delle precedenti simulazioni bidimensionali. La possibilità di cadere in errore utilizzando larghezze non precise spinge a studiare il campo delle variazioni delle distanze di arresto, in caso si inseriscano nel modello valori di larghezze errati. In Figura 9a si possono trovare i risultati delle simulazioni effettuate diminuendo del 10% ad ogni passaggio le larghezze dei profili iniziali. I quattro profili seguono lo stesso andamento per quanto riguarda la risposta della variazione della distanza di arresto finale. Una riduzione del 40% delle larghezze iniziali di scorrimento porta ad un'estensione massima dell'ordine del 5-6% delle distanze di arresto, ovvero circa 200 m

rispetto ad un valore iniziale di 3700 m. Un restringimento delle sezioni fa aumentare le velocità di scorrimento, e quindi anche le pressioni di impatto. Si ridefinisce quindi l'estensione della zona di pericolo rossa, come si può vedere in Figura 9b.

Anche in questo caso il profilo 3 si distacca negli output dagli altri profili. Ad un restringimento del 10%, si accompagna una variazione del 7%, mentre per tutti gli altri profili si osservano variazioni più contenute. Riprendendo le osservazioni fatte in precedenza, si suppone che il restringimento del profilo porti al manifestarsi di quelle velocità di scorrimento che permettono di "superare" l'ostacolo dovuto alla parte pianeggiante situata tra 1700 e 1600 metri di quota.

È interessante notare come l'estensione della zona rossa vari in modo notevole. Sicuramente le velocità raggiunte dopo il restringimento del profilo permettono di portare l'estensione della zona rossa al livello di quelle definite dal calcolo basato sugli altri profili, ovviamente con una notevole variazione iniziale, essendo calcolata rispetto al valore di riferimento del profilo 3 stesso. Si nota infatti dal grafico di Figura 9b come dopo il primo "salto" ad un valore del 7%, l'andamento delle variazioni del profilo 3 cresca parallelamente agli altri profili.

Riferendosi invece alle distanze di arresto finali, il valore non può comunque variare come l'estensione della zona rossa, visto che la topografia del terreno (nella zona di arresto e deposito le pendenze sono ormai ridotte a dei valori attorno ai 10°) e le caratteristiche di scabrezza (attrito) portano ad arrestare il flusso in prossimità dell'*endmark* fissato, dopo aver percorso una distanza di 3700 metri.

Variazione dei coefficienti di attrito

Questo tipo di variazione non può essere applicata direttamente sui valori assunti dai coefficienti di attrito μ ed ζ , che sono fissati dalla calibrazione del modello. I parametri di attrito dipendono però da diversi fattori, quali la dimensione della valanga, la quota della zona interessata, il tempo di ritorno assegnato, e soprattutto la caratterizzazione del livello di canalizzazione del profilo. Quest'ultimo è il legame che può essere sfruttato per lo scopo prefissato. I quattro profili della Grigna sono tutti definiti dalla stessa successione di tratti di canalizzazione, aventi estensioni simili. La parte di distacco è per tutti definita come di versante, dal cambio di pendenza inizia una parte canalizzata che termina per tutti i profili dopo la netta curva a destra all'imbocco dello stretto canale che scende verso valle. In questo punto inizia la parte definita fortemente canalizzata, o gully, che resta tale fino alla zona di arresto ad una quota di 1000 m s.l.m.

La definizione del grado di canalizzazione, pur agevolata tramite delle linee guida, non è sempre univoca, data la difficoltà di individuare un netto passaggio tra le diverse caratteristiche topografiche.

Misurando dal profilo la lunghezza in metri della zona centrale canalizzata, legata a determinati valori di μ ed ζ , si determina il valore di riferimento, rispetto al quale in seguito si studiano le variazioni di estensione.

Aumentando e diminuendo la lunghezza del tratto canalizzato centrale, si ha naturalmente una nuova definizione dei valori dei coefficienti di attrito, che influisce sugli output della simulazione.

Dato che la definizione delle caratteristiche topografiche deve

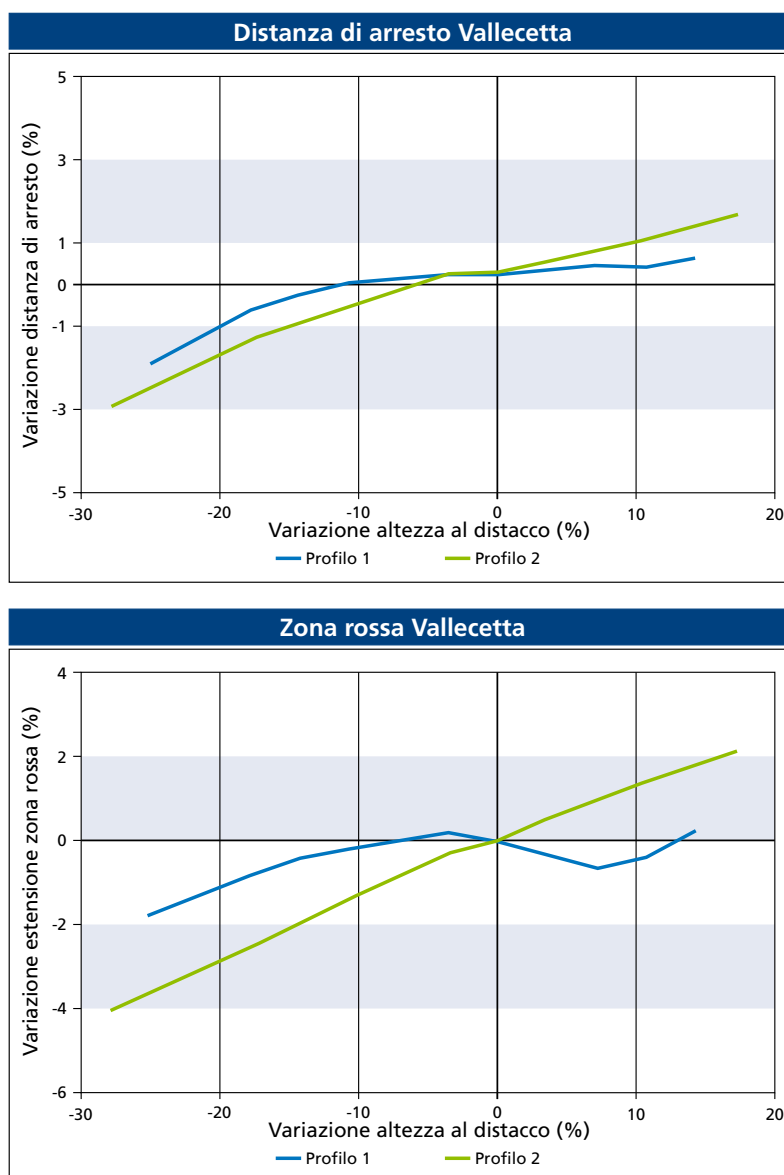


Figura 11

a) Effetto della variazione dell'altezza al distacco sulle distanze di arresto dei 2 profili del sito valanghivo del Monte Vallecetta.

b) Variazione dell'estensione della zona rossa in caso di variazione dell'altezza al distacco per i 2 profili del Monte Vallecetta.

essere il più possibile realistica, non è possibile estendere semplicemente a tutto il profilo la definizione di canalizzato. Per la Grigna si individuano due possibilità, ossia estendere la definizione di canalizzazione a monte, a scapito della parte di versante oppure accorciare la zona canalizzata a valle, definendo una parte fortemente canalizzata più estesa. Questo è possibile in quanto osservando la topografia (Figura 6a) ci si rende conto di quanto sia variabile la definizione della parte centrale di scorrimento dei profili, la zona della Foppa del Ger e della Foppa di Masone, che formano un ampio canale, definibile dal punto di vista della caratterizzazione di

Aval-1D in differenti modi.

Estendere la canalizzazione sostituendo alla definizione di versante una parte canalizzata verso monte, nel profilo reale non provoca grandi variazioni della distanza di arresto (in Figura 10a). Considerando i risultati dei vari profili, l'unico dei quattro che presenta un andamento differente è il profilo 3, che reagisce in maniera estrema alla variazione. Le condizioni particolari del profilo 3 unitamente all'aumento del valore assegnato al parametro di attrito μ portano ad un aumento della resistenza al fondo, che quindi può spiegare il fenomeno di arresto anticipato. Di tale influenza risentono in maniera minima gli altri tre

profili, per le scelte effettuate nel posizionamento dei punti topografici. Andando invece a diminuire l'estensione della zona canalizzata centrale si ottengono delle variazioni simili per tutti i profili. Si ottengono dei valori oscillanti tra il -12% e il -16% della distanza di arresto.

Come detto in precedenza, si può interpretare questo fatto con il contemporaneo aumento dell'estensione della parte fortemente canalizzata e il conseguente aumento del valore di μ . In Figura 10b è riportato il grafico delle variazioni dell'estensione della zona rossa per i quattro profili. L'andamento generale osservato sia in caso di aumento che di diminuzione della lunghezza della zona canalizzata

porta ad una diminuzione dell'estensione della zona rossa. Si nota una maggiore similitudine di comportamento tra le coppie di profili paralleli nella parte di versante ed il profilo 3 non è particolarmente distante dal profilo 2, con il quale ha in comune la prima parte di percorso. In questo caso entrambi i profili tendono ad ottenere distanze di arresto del 10% più corte se si raddoppia l'estensione della parte canalizzata verso monte, mentre una variazione del 30% di quest'ultima porta ad una diminuzione dell'estensione del limite dei 30 KPa del 18%.

Monte Vallecetta

Le simulazioni della valanga del Monte Vallecetta sfruttano due profili (identificati come profilo 1

e profilo 2) che, a differenza dei profili della Grigna, partono da zone diverse e si sovrappongono in un secondo momento nella parte di percorso fortemente canalizzata, fino alla zona di espansione a valle, al termine del canale del Rio Vallecetta e fino al Fiume Adda. Anche per il Monte Vallecetta sono necessarie una serie di simulazioni "preliminari" di riferimento, per il calcolo delle variazioni degli output nei calcoli successivi.

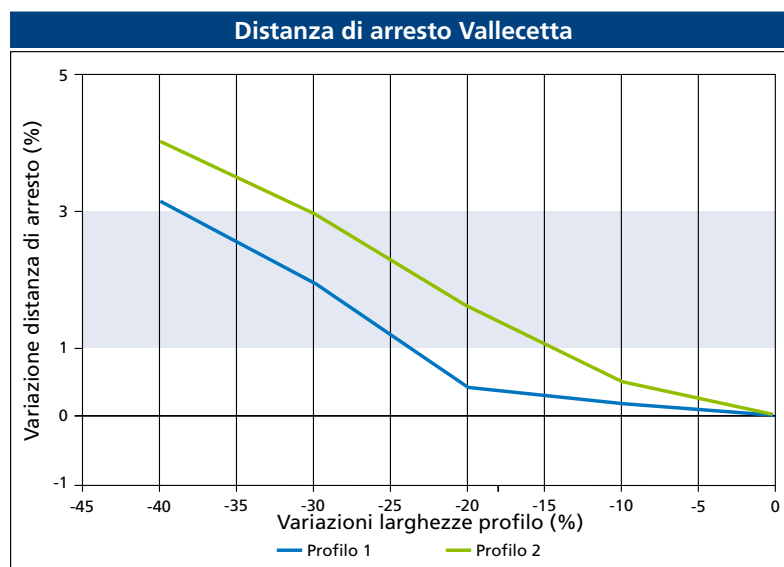
Variazione dell'altezza al distacco

Pur avendo i due profili zone di distacco differenti per posizione e quota, i risultati delle due serie di simulazioni sono riportati sullo stesso grafico in Figura 11a, in quanto si può riscontrare un trend comune negli andamenti. I valori assoluti delle variazioni sono minimi. Un aumento dell'altezza al distacco del 20% porta a variazioni non superiori al 2%, praticamente ininfluenti su un tracciato come quello del profilo 1, lungo ben 4500 m. La conformazione del profilo influenza i risultati di questa analisi di sensitività. La lunghezza notevole, il forte dislivello totale ed il lungo tratto di canale stretto costringono la massa distaccata ad un preciso percorso per la discesa a valle, lasciando poche possibilità di dispersione laterale.

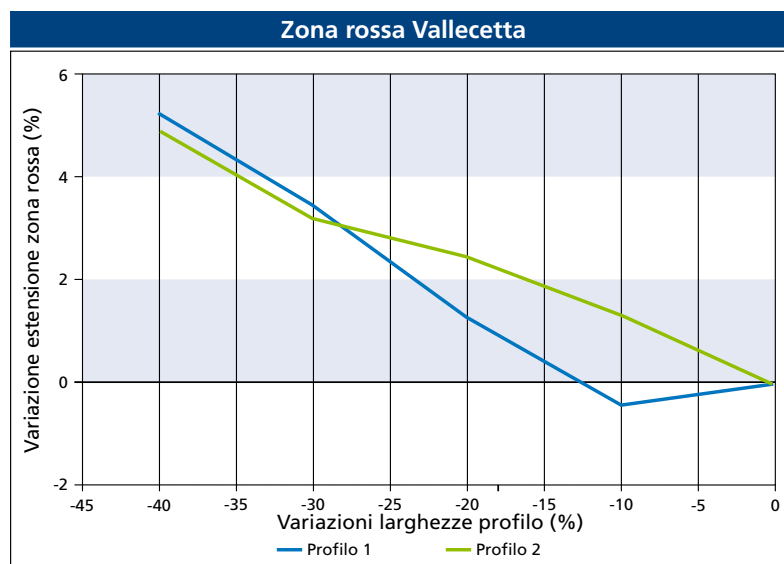
Il profilo 1 ha un percorso complesso, ed è difficile stabilire in che modo la topografia influenzi gli output. Dalla zona di distacco a 3100 m s.l.m. la massa di neve scende a valle seguendo un'ampia curva verso sinistra; arrivata ad una quota di 2500 m incontra un salto di 100 m di dislivello per poi proseguire fino all'imbocco del canale. Seguendo il percorso del canale giunge fino a valle, dove si trova la zona di arresto, definita da dove il canale si allarga in pros-
 si.

Figura 12

a) Variazione delle distanze di arresto in dipendenza dalle variazioni della larghezza del profilo, Monte Vallecetta.



b) Variazione dell'estensione della zona rossa in funzione della variazione della larghezza del profilo, Monte Vallecetta.



mità di Piazza. Il profilo 2 ha un percorso più lineare e non deve affrontare variazioni di pendenza improvvise particolari. Questo può spiegare l'andamento regolare delle variazioni, sia per quanto riguarda la distanza di arresto che per l'estensione della zona rossa. In Figura 11b si nota appunto il legame decisamente lineare tra variazione dell'altezza al distacco e variazione dell'estensione della zona rossa. Diverso è il comportamento del profilo 1 che, se per la variazione delle distanze di arresto finali si comporta in modo paragonabile al profilo 2, per la variazione dell'estensione della zona rossa reagisce con dei risultati oscillanti. Per un aumento dell'altezza al distacco si trova una diminuzione dell'estensione della zona rossa, salvo poi risalire in seguito ad altri aumenti dello spessore. La banda di valori in cui sono incluse le variazioni va da 1 a 5 punti percentuali. Le variazioni reali si possono quindi riportare ad un valore vicino ai 100-150 m, che basterebbero per creare problemi alla Strada Statale 38, che percorre la valle dell'Adda (si veda la Figura 2).

Variazione della larghezza del profilo

Come per il caso della valanga della Grigna si procede alle simulazioni che comportano la diminuzione progressiva delle larghezze del profilo. Dalla larghezza iniziale si arriva a sezioni ristrette del 40%. Questo cambiamento provoca l'aumento delle velocità e il conseguente avanzamento verso valle del limite della distanza di arresto. In Figura 12a si notano variazioni massime del 4% che portano la massa ad arrestarsi addirittura sul versante opposto della vallata rispetto alla fine del canale, oltrepassando la Statale e il letto dell'Adda. I due profili hanno

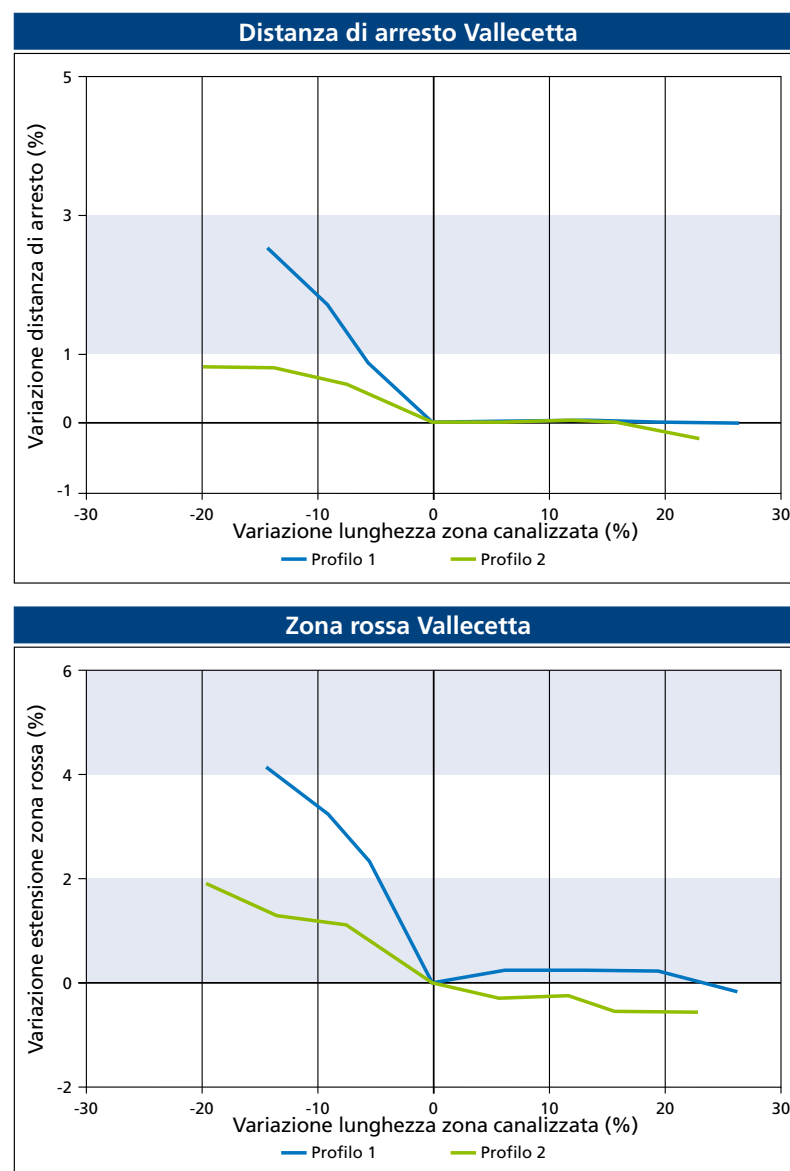


Figura 13

a) Variazione della distanza di arresto in funzione della variazione dei parametri di attrito, Monte Vallecetta.

b) Variazione dell'estensione della zona rossa, in dipendenza della variazione dei parametri di attrito, Monte Vallecetta.

comportamenti simili e arrivano ad una variazione massima paragonabile.

Un problema di maggiore entità si riscontra invece per l'estensione della zona rossa. Il comportamento del profilo 1 è difficile da interpretare. Se la distanza di arresto tende naturalmente ad aumentare all'aumento delle velocità, lo stesso dovrebbe succedere anche per la zona rossa e la sua estensione. Il grafico di Figura 12b invece riporta un'estensione della zona rossa minore di quella di partenza, anche se il profilo viene ristretto del 10%. L'unica spiegazione di tale comportamento, è legata alle particolari caratteristiche topografiche del profilo scelto come

rappresentativo. La complessità del profilo 1 può quindi essere ritenuta un fattore influente sugli output delle simulazioni.

Variazione dei coefficienti di attrito

I due profili scelti sono completamente differenti nella parte iniziale del percorso, e se nel caso dei quattro profili della Grigna è stato possibile impostare una definizione unica del grado di canalizzazione, una scelta del genere non è applicabile ora. Si sceglie quindi una diversa definizione iniziale per i due profili. Il profilo 1 è definito in successione da una parte di versante, una parte canalizzata e termina con un'ultima parte ancora di versante. La zona di distacco del

profilo 2 è sempre definita come di versante, ma la parte centrale è fortemente canalizzata, per arrivare infine nella zona di arresto che rimane descritta come canalizzata. Questo tipo di scelta è forzata, per arrivare a delle simulazioni che si arrestino in prossimità dell'*endmark* storico. Pur esistendo queste differenze, si sceglie di rappresentare i risultati adimensionalizzati sugli stessi grafici in Figura 13, dove si possono paragonare gli andamenti simili delle risposte dei due profili.

Pur essendo diverse le definizioni di canalizzazione, la scelta consiste ancora nel variare l'estensione della zona centrale (canalizzata o gully) aumentando la lunghezza a monte o diminuendo quella a valle. Questo assecondando le possibilità imposte dalla topografia, ovvero sfruttando l'incertezza che può esistere nel definire i limiti di una zona di versante o di una zona canalizzata.

In Figura 13a è riportato l'andamento della variazione dei dati

di distanza di arresto per una variazione della definizione di canalizzazione della parte centrale. Un'estensione a monte della canalizzazione (o forte canalizzazione) non provoca variazioni nella distanza di arresto, e porta ad averne minime in riferimento all'estensione della zona rossa (Figura 13b).

Più forti variazioni si hanno in caso di diminuzione dell'estensione a valle nel profilo reale. Nel profilo 1 ciò significa un aumento nella parte di versante finale con una variazione del valore di μ che diminuendo determina un valore maggiore di velocità e quindi porta ad un'estensione della zona di arresto. Si ha una variazione massima del 3% rispetto al dato iniziale di distanza di arresto e 4% per l'estensione della zona rossa. Nel profilo 2 invece, una diminuzione della lunghezza della parte centrale comporta un aumento dell'estensione a monte della parte canalizzata, non più di versante. La variazione dei parametri conseguente è in valore assoluto minore della

precedente. Si osserva quindi uno spostamento verso valle della distanza di arresto e del limite della zona rossa, ma più contenuto (variazione dell'1% e del 2%). In conclusione, si capisce che la scelta del profilo 1 ha portato a dei risultati ambigui, non facilmente interpretabili. Ciò anche se inizialmente il profilo sembrava ben rappresentare il percorso massimo della valanga, partendo dal punto più alto del sito giungendo fino a valle.

Analizzando le possibili cause di tali risultati si può pensare alla lunghezza notevole del percorso, dal pendio del Monte Vallecetta fino alla valle sottostante, che copre un dislivello notevole. Si osserva inoltre la presenza di un vero e proprio salto immediatamente prima dell'imbocco del canale, unitamente al lungo tratto da percorrere all'interno del canale stesso. La presenza del canale del Rio Vallecetta, che si estende da quota di 2100 m s.l.m. fino alla quota di circa 1200 m s.l.m. lascia poco spazio alle alternative, tutti i tentativi da effettuare riguardano la definizione del profilo prima dell'imbocco del canale che porta poi il flusso fino a valle. Si può pensare quindi di scegliere un numero di profili differenti che partano dalla grossa area di distacco compresa tra il Vallecetta e la Cima Bianca, ma che poi si ritrovano a scorrere paralleli nel lungo canale che arriva a valle.

CONCLUSIONI

Lo studio eseguito porta ad alcune interessanti conclusioni. In primo luogo, l'approccio regionale permette una definizione rigorosa, in termini statistici, delle altezze di neve al distacco per periodi di ritorno elevati, in generale non ottenibile tramite una valutazione basata su dati locali.



La definizione di un'unica serie di valori del fattore di scala regionale sembra un passaggio utile per arrivare ad una corretta definizione del valore di altezza di neve al distacco, che influenza il calcolo delle distanze di arresto e delle pressioni di impatto della valanga.

Si può ipotizzare un aumento dell'affidabilità di questa analisi inglobando in futuro un numero crescente di informazioni raccolte sul terreno, portando la serie di anni equivalenti ad un valore più ampio. Per effettuare un paragone con un'altra realtà si può pensare alla differenza esistente tra la serie di oltre 60 anni di dati rilevati dalle stazioni disponibili in Svizzera e la serie di soli 10 anni o poco più di rilevamenti disponibili in Lombardia. L'introduzione di un modello di calcolo bidimensionale, pur semplificato, ed il relativo apporto legato alla determinazione dei profili preferenziali di scorrimento e alle larghezze si rivelano di grande interesse nell'analisi.

Il modello Aval-1D, pur essendo tarato con dati di topografia e di precipitazione svizzeri, si adatta sufficientemente bene alle caratteristiche dei siti italiani utilizzati come casi studio, purché siano definiti correttamente gli input di calcolo. Esiste un dubbio legato alla possibilità effettiva di utilizzare il modello monodimensionale per simulare eventi valanghivi in siti particolarmente complessi dal punto di vista topografico e quindi difficilmente rappresentabili con un singolo profilo monodimensionale.

Si è mostrato inoltre come i risultati dell'applicazione di Aval-1D siano in generale sensibili alla incertezza sui dati di input.

Dopo aver effettuato un certo numero di simulazioni con variazioni dei differenti parametri di input, risulta evidente come

incertezze nei parametri di input possono propagarsi nella definizione delle zone di rischio.

La calibrazione del modello Aval-1D elimina in partenza la possibilità di inserire valori dei coefficienti completamente errati, ma sorge tuttavia il problema della definizione corretta degli input necessari.

Per i profili della Grigna Settentrionale ad esempio si osserva come la variazione dovuta ad una scelta errata delle larghezze sia superiore a quelle dovute ad una scelta non corretta del valore di altezza al distacco. Si sottolinea quindi l'importanza della scelta delle larghezze delle sezioni di scorrimento, arbitraria da parte dell'utente, in quanto l'influenza del dato sui risultati delle simulazioni è notevole. La parte di scorrimento dei profili della Grigna ha un grado di canalizzazione particolarmente difficile da definire. Ipoteticamente, la topografia del terreno consente di associare al tratto canalizzato diverse lunghezze con variazioni anche del 25%. Definizioni diverse portano a differenze massime nelle distanze di arresto di 400-600 metri. Se per la determinazione delle altezze al distacco è stato proposto un metodo di stima affidabile in senso statistico, per la scelta degli altri parametri la decisione rimane legata all'esperienza dell'utente, che con le sue scelte può condizionare l'esito dell'analisi.

Sulla base dei risultati qui mostrati sembra opportuno suggerire un'analisi della robustezza delle soluzioni rispetto ai dati di ingresso. L'approccio qui proposto suggerisce una metodologia per testare la sensitività dei risultati all'inevitabile grado di aleatorietà nelle variabili di input, che il progettista può utilizzare in fase di definizione delle aree a rischio valanghivo.

RINGRAZIAMENTI

Lo studio qui presentato è stato condotto nell'ambito dello svolgimento della tesi di Laurea dell'Ing. Riboni, svolta sotto la supervisione del Prof. Renzo Rosso, in collaborazione tra il Dip. DIAR del Politecnico di Milano e l'Istituto Federale per lo Studio della Neve e delle Valanghe di Davos, nella persona della Dottoressa Betty Sovilla. Si ringrazia qui il personale dell'Istituto Federale di Davos, in particolare Urs Gruber, per la collaborazione fornita nell'utilizzo del modello bidimensionale.

BIBLIOGRAFIA

- Benson, M.A., (1962), Factors influencing the occurrence of floods in a humid region of diverse terrain, U.S. Geological Survey Water Supply Pap., 1580B.
- Bocchiola, D., De Michele, C., Rosso, R., (2003), Review of recent advances in index flood estimation, Hydrology and Earth System Sciences, vol 7 (3), 283-296.
- Bocchiola, D., De Michele, C., Rosso, R., (2004), L'applicazione della legge generalizzata del valore estremo GEV all'analisi regionale delle piene in Italia, L'ACQUA, 1, 43-62.
- Christen, M., Bartelt, P., Gruber, U., Filaferro, E., (2002), Aval-1D: Un programma di dinamica delle valanghe per l'uso comune, Manuale di utilizzo di Aval-1D, SLF, Davos.
- Committee on Techniques for Estimating Probabilities of Extreme Floods, (1988), Techniques for estimating probabilities of extreme floods: methods and recommended research, National Academy Press, Washington, D.C.
- De Michele, C., Rosso, R., Uncertainty assessment of Regionalized Flood Frequency Estimates, J. Of Hydrol. Engrng, ASCE, 6(6), 453-459, 2001.
- Kotegoda, N.T., Rosso, R., (1997), Statistics, probability and reliability for civil and environmental engineers, Par 6.2, Mc-Graw-Hill Publishing Company, New York.
- Liusso, M., Invernizzi, T., (1997), Studio del sito valanghivo della Grigna Settentrionale, Tesina di Laurea, Facoltà di Ingegneria, Politecnico di Milano.
- Martinelli, O., Modena, D., Bocchiola, D., Rosso, R., (2004), La risorsa idrica nivale: La valutazione sulla montagne della Lombardia, Neve e Valanghe, 51, 44-57.
- Gianella, A.M., (1996), Le zone esposte al pericolo valanghe L'area del Monte Vallecetta nel bormiese, Tesi di Laurea, Corso di studi in scienze geologiche, Università degli studi di Milano.
- Riboni, A., (2004), Uno studio sulla mappatura del pericolo valanghe nelle alpi lombarde, Tesi di Laurea, Mat. 638155, Politecnico di Milano.

Mauro Valt e Anselmo Cagnati
ARPAV - Centro Valanghe di Arabba
Via Pradat, 5 - 32020 ARABBA (BI)
mvalt@arpa.veneto.it

STIMA DELLA DENSITA' DELLA NEVE CONOSCENDO LA FORMA DEI GRANI E LA DUREZZA

INTRODUZIONE

In occasione di esami speditivi del manto nevoso o in presenza di strati di neve di esile spessore è spesso necessario stimare la densità della neve. La misura della densità della neve è importante per calcolare il carico della neve sugli strati deboli e per determinare il contenuto in acqua liquida di un manto nevoso.

Nell'International Workshop Snow Science di Big Sky del 2000, B. Jamieson e T. Geldsetzer hanno presentato il lavoro "Estimating dry snow density from grain form and hand hardness" realizzato sulla base di 5411 strati di neve osservati nel periodo 1993 - 2000 nel Canada Occidentale. Al fine di verificare le analogie fra le nevi d'oltre oceano e quelle del versante italiano nelle Alpi Orientali, sono stati analizzati i dati relativi

In occasione di esami speditivi del manto nevoso o in presenza di strati di neve di esile spessore è spesso necessario stimare la densità della neve. La misura della densità della neve è importante per calcolare il carico della neve sugli strati deboli e per determinare il contenuto in acqua liquida di un manto nevoso.

Nel presente lavoro vengono esposti i primi risultati ottenuti sulla stima della densità conoscendo la tipologia dei grani e la durezza dello strato di neve. Il lavoro è stato realizzato predendo in considerazione 16702 strati di neve di 2404 prove stratigrafiche realizzate in 21 stazioni nivometeorologiche nelle Dolomiti e Prealpi venete, nel periodo 1980 - 2000.

a 16702 strati di neve di 2404 prove stratigrafiche realizzate in 21 stazioni nivometeorologiche ubicate nelle Dolomiti e Prealpi Venete nel periodo 1980 -2000. Nel presente lavoro vengono quindi esposti i primi risultati ottenuti dalla ricerca sulla stima della densità della neve, nonché alcune analisi comparate di tipo-

logia di grani e loro dimensione, tipologia di grani e densità, uniche nel suo genere per quanto riguarda il territorio italiano.

METODO

La misura della densità della neve viene effettuata utilizzando generalmente un tubo carotatore 500 cm³ e un dinamometro a



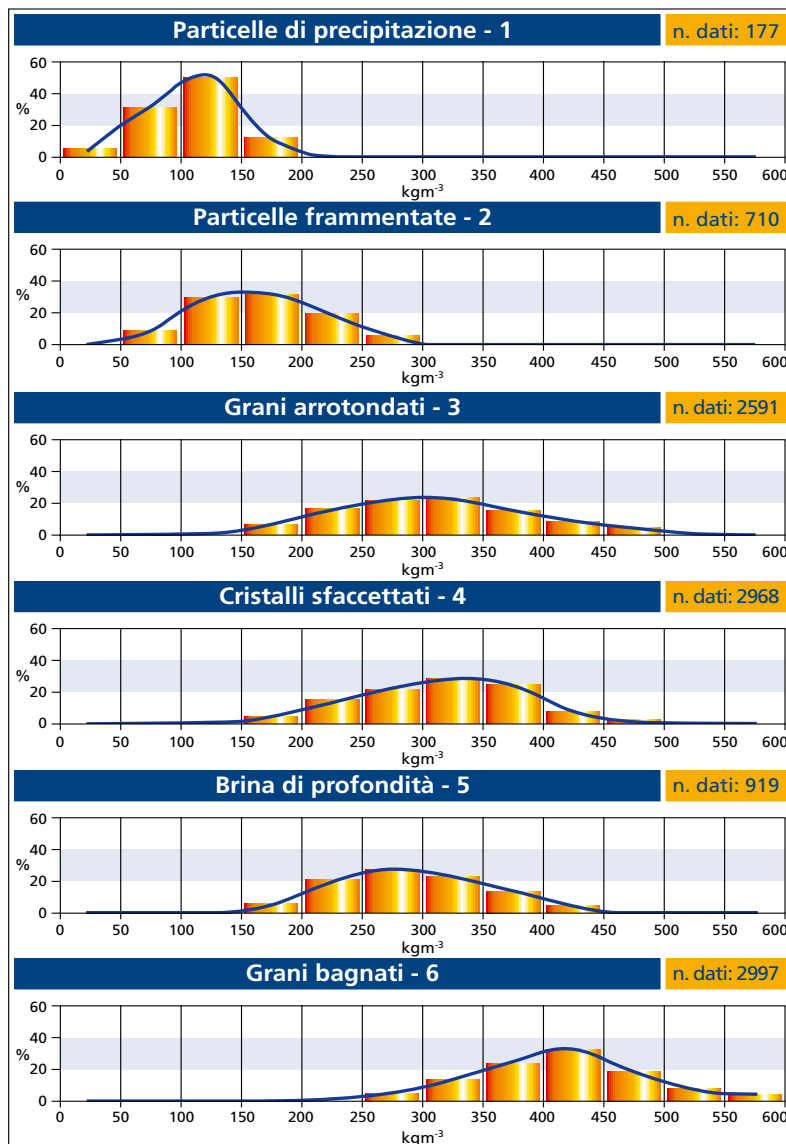


Comparazione fra le classi del test della mano, area specifica e durezza

Test della mano	R	Area cm ²	Durezza kNm ⁻²
Pugno	1	82	1,5
4 dita	2	22,5	5,6
1dito	3	5	25
Matita	4	0,04	195
Coltello	5	0,15	833
Ghiaccio	6	-	-

Figura 1

Figura 2



molla da 500 g. Il prelievo della neve con il tubo carotatore viene effettuato orizzontalmente, di norma ad un terzo dell'altezza dello strato stesso. L'operazione viene ripetuta per tutti gli strati che hanno almeno 5 cm di spessore in quanto questo è il diametro medio del tubo utilizzato in Italia (Cagnati, 2003).

Il peso della neve prelevata, moltiplicato per 2, dà il valore di densità in kgm⁻³ della neve campionata. Da alcuni anni viene anche usato un tubo dal diametro più piccolo che viene utilizzato assieme ad un bilancino a stadera: questo strumento permette il campionamento di strati con spessore maggiore di 3 cm e una lettura diretta della densità.

Le classi di durezza di ogni stra-

to sono determinate con il test della mano (Colbeck e al., 1990; Cagnati, 2003), premendo nello strato di neve un pugno (R=1), 4 dita coperte da un guanto (R=2), 1 dito coperto da un guanto (R=3) o provando ad inserire nella neve una matita (R=4) o un coltellino (R=5) con una forza costante. La forza specifica è di 10 - 15 N (Geldsetzer e Jamieson, 2000), ma nella realtà è assai raro riuscire a mantenere costante tale forza di compressione. Nella tabella di Fig. 1 sono riportati i valori approssimativi di durezza espressi in kNm⁻² in funzione delle classi di durezza del test della mano e della relativa area specifica di compressione. La classe di durezza R=6 è relativa ad uno strato impenetrabile formato da ghiaccio.

Nell'esecuzione delle prove stratigrafiche del manto nevoso sono individuati con la lente di ingrandimento i tipi di cristalli per strato secondo la "Classificazione Internazionale della neve stagionale presente al suolo" (Colbeck e al., 1990) e viene determinata la loro massima dimensione.

Frequentemente ogni strato di neve è formato da più forme di grani dovuti ai processi termodinamici di trasformazione della neve: nel presente lavoro, dove non specificato, sono stati analizzati strati formati da una sola forma comprese tutte le sottoclassi: particelle di precipitazione (F=1), particelle decomposte e frammentate (F=2), grani arrotondati (F=3), cristalli sfaccettati (F=4), brina di profondità (F=5), grani bagnati (F=6) e non da più classi come ad esempio: strato formato da particelle di precipitazione (F=1) e da particelle frammentate (F=2).

Per comodità espositiva tutti i vari tipi di cristallo (F=1, F=4) verranno di seguito chiamati

genericamente grani. Sono stati analizzati i grani di neve classificati per sottoclassi solo per un campione limitato di rilievi nel periodo 1997- 2000 al fine di verificare le dimensioni dei grani in funzione della loro evoluzione.

ANALISI

Forme dei grani e densità

In Fig. 2 sono rappresentati i grafici cumulativi delle varie classi di densità osservate per tipologia di grani. I risultati sono molto simili a quelli ottenuti sulle Alpi Francesi in una indagine analoga condotta sul finire degli anni '70 (Danielou e Pahaut, 1985). E' importante osservare come all'identificazione della forma dei grani corrisponda, a volte, un ampio range di densità, soprattutto nelle classi di neve più evolute (F= 3, grani arrotondati e F= 4, cristalli sfaccettati). Nelle classi di neve caratterizzate da evoluzione verso forme di equilibrio (F=2 e F=3), la densità aumenta ma con range ampi; nelle classi di neve caratterizzate da spiccata evoluzione verso forme di crescita cinetica (F=5) si osserva una diminuzione della densità rispetto al primo strato di evoluzione (F=4). Per quanto riguarda la classe dei grani bagnati (F=6) le nevi delle Alpi Orientali presentano una classe di densità prevalente di 400- 450 kgm⁻³.

Forme dei grani e durezza

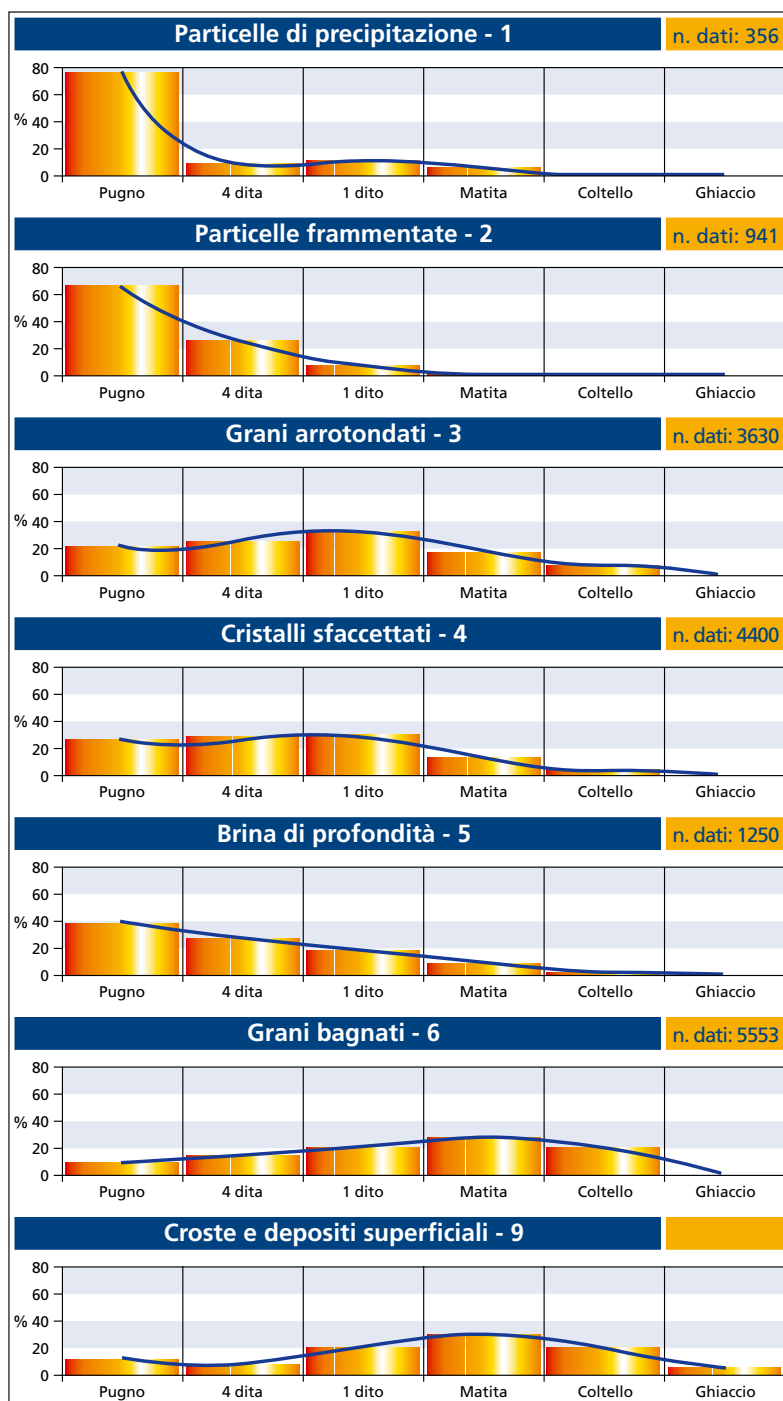
La correlazione fra forme dei grani e la loro durezza evidenzia un aumento della durezza con i processi di trasformazione verso forme di equilibrio (Fig. 3). L'analisi del campione a disposizione per quanto riguarda i grani arrotondati (F=3) e cristalli sfaccettati (F=4) non evidenzia delle marcate differenze di durezza fra le 2 tipologie di grani che tuttavia sono il risultato di differenti gradienti termici. La

classe di durezza prevalente nei grani arrotondati è "1 dito" (R=1) riscontrata nel 31% dei campioni, seguita da "4 dita" (R=2) con il 25 % e "pugno" (R=3) con il 20%. Per quanto riguarda i grani F=4, le prime 3 classi di durezza (R=1, R=2, R=3) sono rappresentate rispettivamente nel 26, 27 e 28 % dei campioni.

Ben altra distribuzione è quella relativa alla brina di profondità (F=5) nella quale il 39% degli strati ha una durezza pari ad R=1 e il 28% a R=2. Per quanto



Figura 3



riguarda i grani bagnati (F=6) spicca il valore di durezza pari a R=4 e a R=5, logica conseguenza dei processi di fusione e rigelo.

Anche per quanto riguarda la classe delle croste (F=9) i valori

di durezza R=4 e R=5 sono i più frequentemente osservati.

Forme dei grani e dimensioni

Su un campione di dati relativo al periodo 1997-2000, è stata condotta una analisi delle dimensioni medie dei grani in funzione della loro forma individuata anche nelle sottoclassi (Colbeck, 1990). I risultati di questa indagine sono riportati nella tabella di Fig. 4.

STIMA DELLA DENSITÀ DI UNO STRATO DI NEVE

In Fig. 5 sono rappresentati i valori di densità della neve in funzione della durezza e della tipologia di grano in evoluzione verso forme di equilibrio cinetico, da F=1 a F=3 con anche le classi intermedie cioè strati formati da grani di 2 classi (F=1 e 2, F= 2 e 3). In figura 5 sono riportati anche i valori dei grani bagnati (F=6).

Con l'aumento della durezza c'è

un aumento generale della densità in modo pressoché lineare per tutte le forme. Per la neve formata da particelle frammentate (F=2) e grani arrotondati (F=3) con i valori elevati di durezza (R=4 e R=5), la densità si avvicina ai valori della neve formata esclusivamente da grani arrotondati (F=3).

Per quanto riguarda i grani conseguenti ai processi di fusione e rigelo, non c'è una netta differenziazione fra la densità e le varie classi di durezza. Le classi con i valori relativamente più bassi di densità sono relative alle durezza R=1 e R=4. Probabilmente per una caratterizzazione di questa tipologia di grani è necessaria una analisi comparata con le dimensione dei grani.

In Fig. 6 sono invece rappresentati i valori di densità della neve e della durezza per le forme di grani in evoluzione verso forme di crescita cinetica (F=4 e F=5) con le rispettive classi intermedie (F=3 e 4, F=4 e 5). Per quanto riguarda i bassi valori di durezza (R=1, 2 e 3) i rispettivi valori di densità non si discostano di molto fra le varie forme di grani eccetto per gli strati formati da cristalli angolari (F=4) e brina di profondità (F=5) che evidenziano valori di densità più bassi. Una netta differenziazione di densità è riscontrabile alle durezza superiori (R=4 e R=5) dove gli strati di neve contenenti brina di profondità (F=5) risultano più leggeri rispetto agli strati con cristalli sfaccettati (F=4). E' interessante rilevare che gli strati formati anche da grani arrotondati (F=3) alle elevate durezza arrivano a valori di densità (437 kgm⁻³) prossimi ai valori trovati per gli strati formati unicamente da grani arrotondati (415 kgm⁻³).

I dati finali sono riassunti nella tabella di Fig. 7.

Figure 4 classe delle croste (F=9) i valori

Sottoclasse di cristalli e grani	Numero osservazioni	Diametro medio mm
1a	7	1,8
1b	5	2,2
1c	73	2,0
1d	41	2,4
1e	8	1,1
1f	8	2,4
2a	94	1,7
2b	128	1,0
3a	520	0,7
3b	150	1,0
3c	161	0,9
4a	852	2,0
4b	39	0,6
4c	280	1,6
5a	256	4,4
5b	15	6,2
5c	2	9,0
6a	318	2,1
6b	742	2,3
6c	35	2,1

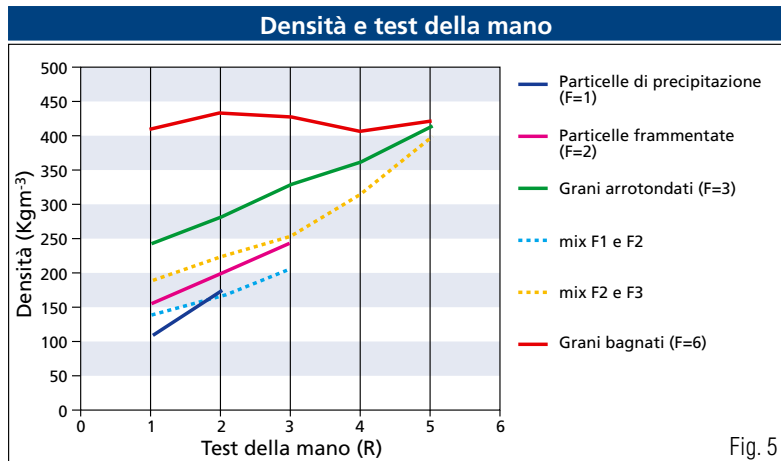


Fig. 5

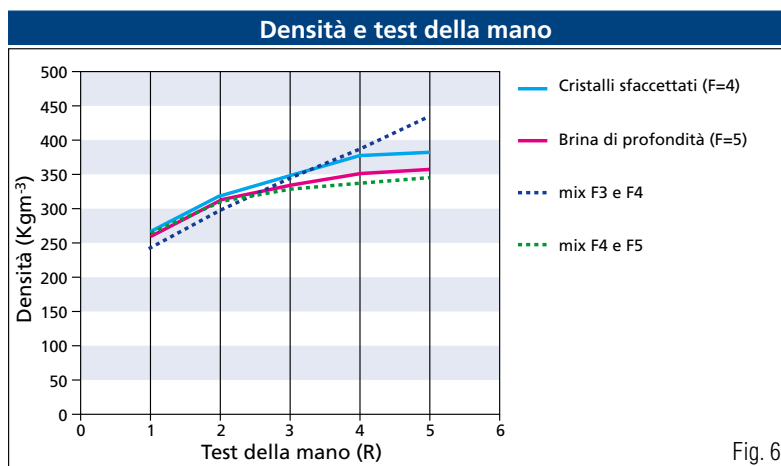


Fig. 6

CONFRONTO CON LE NEVI CANADESI

Nella tabella di Fig. 8 sono riportati i valori misurati sulle nevi del Canada Occidentale (Jamieson e T. Geldsetzer, 2000) dove i rilievi della durezza della neve vengono eseguiti con una scala più fitta e cioè valutando la più o meno facilità di penetrazione della neve da parte dei singoli elementi della scala del test della mano come ad esempio, matita meno ($R=4-$), matita ($R=4$), matita più ($R=4+$). Questo ha comportato la realizzazione di un campionamento più fitto che comunque nei valori medi della scala delle durezza tradizionali a 5 gradi non comporta delle variazioni di densità superiori al 5%. Pertanto la Fig. 8 propone i valori ricavati per il valore centrale della scala della durezza ($R=1, R=2, \dots$)

Appare subito chiara una notevole differenza dei valori osservati di densità, maggiori sia per la neve secca della Alpi da 40 ai quasi 100 kgm^{-3} ($F=1,2,3,4,5$) che per le nevi bagnate con più di 170 Kg m^{-3} (tabella di Fig. 9).

Queste differenze sono senz'altro riconducibili alla meteorologia locale e ai diversi regimi climatici delle 2 aree.

CONCLUSIONI

Per una stima della densità della neve non è sufficiente conoscere la sola forma dei grani in quanto è stato verificato che al variare della durezza varia anche la massa di ghiaccio presente nella neve. E' pertanto possibile effettuare una buona stima della densità della neve associando i parametri forma dei grani (F) e durezza (R). Il confronto con i dati rilevati in Canada ha evidenziato una maggiore densità delle nevi delle Alpi Orientali. Di questa specificità i ricercatori che sviluppano modelli di simulazione del manto nevoso probabilmente

Valori di densità della neve in funzione della forma dei grani e della durezza ricavati sulle Alpi Orientali (Dolomiti)						
ITALIA	Durezza					
Grani	Pugno	4 dita	1 dito	Matita	Lama	Ghiaccio
grani 1	109	171				
grani 1-2	139	165	207			
grani 2	156	202	246			
grani 2-3	190	224	254	317	400	
grani 3	245	281	328	364	415	
grani 3-4	242	299	340	387	437	
grani 4	264	320	347	381	387	
grani 4-5	266	306	333	336	347	
grani 5	260	313	335	356	359	
grani 6	408	433	426	407	422	

Fig. 7

Valori di densità della neve in funzione della forma dei grani e della durezza ricavati nel Canada Occidentale (Jamieson e T. Geldsetzer, 2000)						
CANADA	Durezza					
Grani	Pugno	4 dita	1 dito	Matita	Lama	Ghiaccio
grani 1	83	113	154	178		
grani 2	103	135	169	210		
grani 3	167	169	204	272	377	
grani 4	143	215	255	289	314	
grani 5	202	241	256	297	270	
grani 6	216	231	266	278		

Fig. 8

Differenza fra i valori misurati in Italia e in Canada							
ITALIA CANADA	Durezza						Differenza
Grani	Pugno	4 dita	1 dito	Matita	Lama	Ghiaccio	Media Kg m^{-3}
grani 1	26	58					42
grani 2	53	67	77				66
grani 3	78	112	124	92	38		89
grani 4	121	105	92	92	73		97
grani 5	58	72	79	59	89		71
grani 6	192	202	160	129			171

Fig. 9

dovranno tener conto. Gli sviluppi futuri della ricerca saranno concentrati ad ampliare la banca dati con i rilievi dal 2000 in poi, alla verifica se esistono delle differenze fra le diverse quote e aree geografiche (es. Prealpi e Dolomiti per le Alpi Orientali).



RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è stato reso possibile grazie al costante lavoro dei rilevatori neve del Centro Valanghe di Arabba, a Renato Zasso responsabile della banca dati neve del CVA di Arabba e alla dott.ssa Giorgia Zane che ha realizzato gran parte del data base.

BIBLIOGRAFIA

- Colbeck S., E. Akitaya, R. Armstrong, H. Gubler, J. Lafaille, K. Lied, D. McClung and E. Morris. 1990. International Classification for Seasonal Snow on the Ground. International Commission for Snow and Ice (IAHS), World Data Center A for Glaciology, U. of Colorado, Boulder, CO, USA, 23 pp.
- Cagnati A. 2003. Sistemi di Misura e metodi di osservazione nivometeorologici. AINEVA, Trento, 186 pp.
- Geldsetzer T. and B. Jamieson. 2000. Estimating dry snow density from grain form and hand hardness. Proceedings ISSW 2000. Big Sky, Montana, USA, 121-127
- Danielou Y. and Pahaut E., 1985. Les mesures de la masse volumique de la neige. Ministère de l'Urbanisme, du Logement et des Transports, Direction de la Météorologie Nationale, Note de Travail de l'Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques n. 138, 25 pp.

Marco Cordola, Maria Cristina Prola

ARPA Piemonte, Area Previsione e
Monitoraggio Ambientale

Enrico Bonansea, Rocco Pispico

ARPA Piemonte, Centro Regionale per le
Ricerche Territoriali e Geologiche

Gabriele Papa, Claudia Rostagno

Provincia di Torino, Assessorato Pianificazione
Territoriale - Servizio Difesa del Suolo

SIVA

Disporre di un efficace strumento di accesso alla documentazione sulle problematiche legate agli effetti delle valanghe è di fondamentale importanza per gli organi tecnici delle amministrazioni regionali e degli enti locali impegnati nella pianificazione e nella gestione del territorio alpino.

Fino a tempi recenti in Piemonte la disponibilità di una raccolta organica di dati d'archivio sulle valanghe era limitata ad alcuni studi monografici su singole vallate alpine e all'"Archivio Storico-Topografico delle Valanghe Italiane", pubblicato dal Prof. C. Capello nel 1977 per la Provincia di Cuneo e nel 1980 per quella di Torino.

Contestualmente alla nascita del Servizio Nivometrico regionale nel 1983 in Piemonte fu avviata un'indagine permanente sui fenomeni valanghivi tramite l'adozione di apposite schede, adottate sull'intero arco alpino italiano, nell'ambito delle attività di coordinamento interregionale operate da AINEVA. Nel 1993 il Settore Meteoidrografico della Regione Piemonte, le cui funzioni sono state trasferite all'ARPA Piemonte con la L.R. 28/02, ha iniziato la realizzazione di Carte di Localizzazione Probabile delle Valanghe (CLPV),

rilevate e redatte secondo gli standard assunti da AINEVA.

La collaborazione tra ARPA Piemonte ed il Servizio Difesa del Suolo della Provincia di Torino ha permesso di raccogliere, gestire e rendere fruibili informazioni di tipo cartografico e documentale su oltre 1300 siti valanghivi del territorio provinciale, mediante l'impiego dei sistemi Informativi Geografici - GIS-. Questi rappresentano oggi uno dei principali strumenti di gestione, elaborazione ed analisi delle conoscenze in campo ambientale grazie alla loro specifica capacità di rappresentare e modellare nello spazio fenomeni naturali complessi.

I dati contenuti nel Sistema Informativo Valanghe (SIVA) fanno parte della documentazione tecnica allegata al Piano Territoriale di Coordinamento della Provincia di Torino, all'interno del quale è in fase di studio una integrazione degli indirizzi normativi che riguardano il dissesto idrogeologico e in particolare le aree esposte al pericolo di valanghe, in accordo con quanto definito nelle norme di attuazione del Piano di Assetto Idrogeologico (PAI) dell'Autorità di Bacino del Fiume Po.

INTRODUZIONE

La graduale affermazione in tutti i campi della gestione del territorio dei sistemi WEBGIS ha portato innumerevoli vantaggi tecnici ed economici e comportato profondi mutamenti nella logica della creazione del dato e nella gestione della conoscenza, introducendo nuovi modelli interpretativi e richiedendo l'adeguamento a innovativi modelli

organizzativi e diversi livelli di competenza e professionalità.

Il patrimonio conoscitivo, raccolto e gestito da ARPA Piemonte, è ormai da molti anni oggetto di una costante opera di diffusione verso un'utenza diversificata che comprende tutti i diversi livelli della Pubblica Amministrazione, centrale e locale, il mondo dell'imprenditoria e della libera professione e i vari poli acca-

demico-scientifici e di ricerca ambientale. A partire dal 1999 il processo di divulgazione è stato potenziato attraverso l'utilizzo della rete internet: dalle prime esperienze di diffusione attraverso il repertorio di cartografia tematica on line della Regione Piemonte, il quale permetteva la consultazione e lo scarico della cartografia "statica", dei dati associati e della relativa

SISTEMA INFORMATIVO VALANGHE

Un servizio WEBGIS di ARPA
Piemonte a supporto della
pianificazione territoriale.

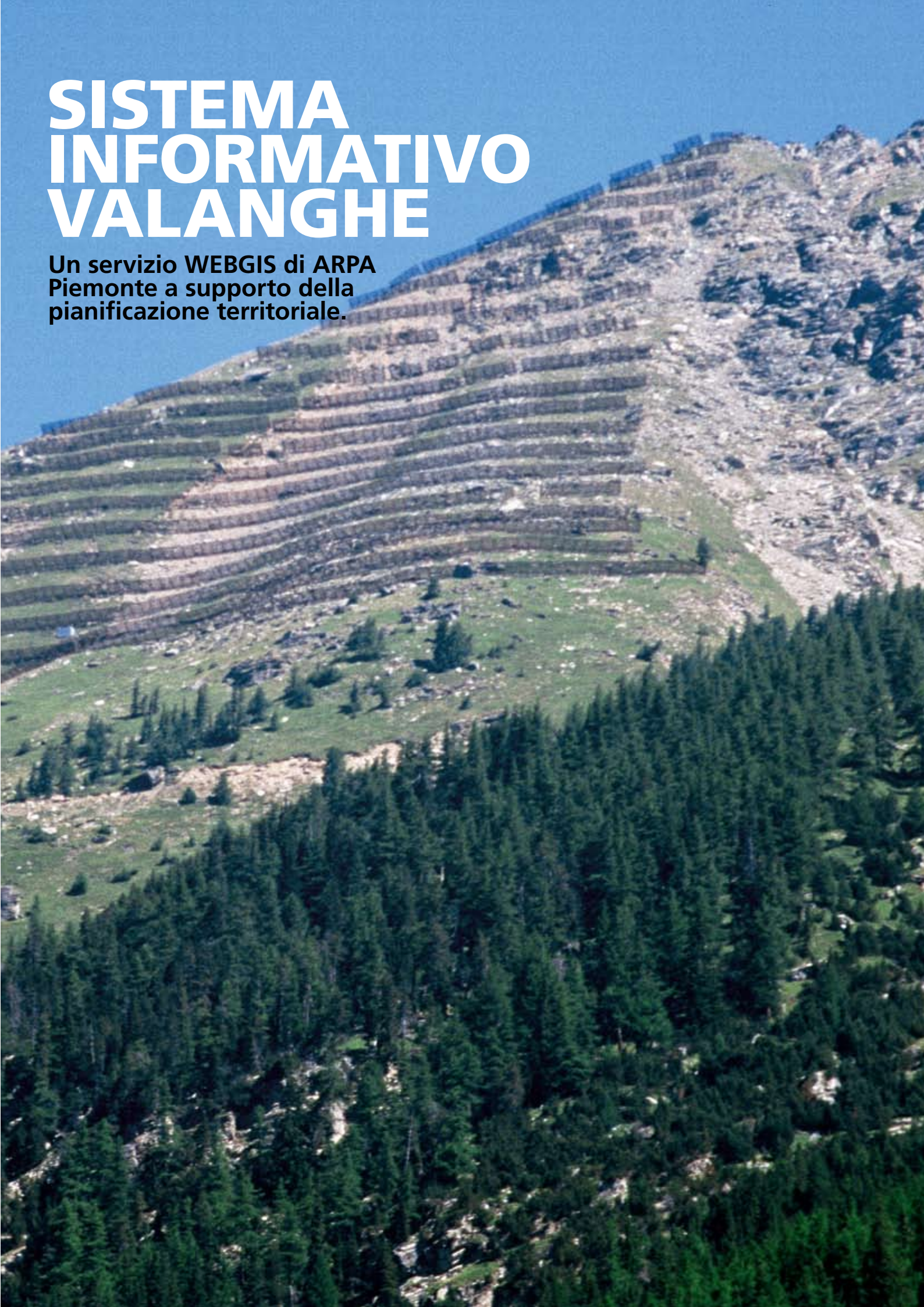




Figura 1

Ad oggi sono disponibili numerosi servizi informativi quali:

TERRITORIO

Topografia e morfologia *Elementi di base
Modello Morfologico 3D (fig2)*

GEOLOGIA E DISSESTO

Processi di Versante *IFFI (Inventario Fenomeni Franosi
in Italia)
SIVA (Sistema Informativo
Valanghe)*

Eventi Alluvionali *Eventi 1993, 1994, e 2000*

Geologia di base *Carta Geologica (Progetto CARG),
Banca Dati Geologica scala 1:100000
Geotecnica,
Sismicità in Piemonte*

IL SISTEMA WEBGIS DI ARPA PIEMONTE

L'evoluzione degli strumenti GIS verso una sempre maggiore integrazione con le tecnologie di rete, attraverso il concetto di servizi informativi WEBGIS, consente al Sistema Informativo Geografico di ARPA Piemonte di fornire un contributo significativo al processo di diffusione e condivisione delle informazioni.

I dati del SIVA si integrano pertanto con una considerevole mole di dati topografici, territoriali e tematici gestita dall'Agenzia (carte tecniche, ortofoto, immagini satellitari, dataset geografici, modelli digitali del terreno etc.) i quali sono oggetto di costanti integrazioni ed aggiornamenti ottenuti tramite campagne di rilevamento e informatizzazione specifiche sulle singole tematiche ambientali, dai risultati di progetti nazionali ed internazionali ai quali ARPA Piemonte partecipa e dai flussi informativi con i sistemi informativi degli altri Enti della Pubblica amministrazione piemontese e nazionale.

La parallela introduzione del processo di metadocumentazione dei dataset geografici attraverso lo standard CEN/TC 287, ha ulteriormente "valorizzato" il processo di diffusione indirizzando sia i produttori sia gli utilizzatori

del dato geografico verso una logica di certificazione della qualità del dato e di fruibilità nei vari contesti applicativi.

Il sistema di diffusione è oggi impostato secondo un'ottica modulare, al fine di gestire molti servizi informativi diversi, omogenei dal punto di vista grafico, integrati dal punto di vista funzionale, facilmente utilizzabili da parte di utenti anche non necessariamente esperti.

La tecnologia adottata (ESRI ArcIMS) consente inoltre di rendere fruibili gli stessi servizi informativi anche da parte di altri strumenti GIS tradizionali connessi in rete locale o geografica, dai visualizzatori GIS gratuiti come ArcExplorer a strumenti GIS professionali, attraverso i quali diviene quindi possibile integrare dati forniti attraverso servizi di rete con dati locali o residenti presso una rete aziendale.

Tale impostazione riduce la necessità di dover "scaricare" le sempre più grandi, complesse e aggiornate basi dati territoriali estendendo il concetto di diffusione verso una logica di "condivisione" dei dati geografici. La stessa soluzione garantisce inoltre la fruibilità dei dati da parte di una più ampia fascia di utenti con esigenze, strumenti e competenze GIS diverse.

I servizi webgis geotematici attivi

I servizi informativi sono raggruppati in categorie tematiche e accessibili all'indirizzo internet www.arpa.piemonte.it nella sezione "Servizi on line" - Sistema Informativo Geografico (fig1).

Essi sono caratterizzati mediante una scheda descrittiva generale che riporta obiettivi, autori, limiti, livelli di aggiornamento e rimanda alle singole pagine di metadocumentazione dei dataset gestiti.

IL SISTEMA INFORMATIVO VALANGHE - SIVA -

Il SIVA è uno strumento di analisi e consultazione di dati cartografici, data base alfanumerici associati, fotografie e documenti storici, periodicamente aggiornato alla luce degli eventi valanghivi stagionali e del reperimento di nuovi dati storici.

Scopo del servizio in rete è fornire un accesso diretto e guidato alla consultazione delle informazioni sulle problematiche nei territori montani legate alla presenza delle valanghe, raccolte fin dall'istituzione del Servizio Nivometrico della Regione Piemonte, nel 1983, la cui gestione attualmente compete ad ARPA Piemonte, e informatizzate a partire dal 1999, nell'ambito di attività di collaborazione con il Servizio Difesa del Suolo della Provincia di Torino per la realizzazione di una banca dati valanghe condivisa.

Nel Sistema Informativo confluiscono informazioni di tipo tabellare - descrittivo, documenti storici e cartografici, raccolti dall' Area Previsione e Monitoraggio Ambientale attraverso la realizzazione di Carte di Localizzazione Probabile delle

Valanghe, di seguito indicate con la sigla CLPV, e di Carte dei Siti Valanghivi, indicate come CSV, rilevate e redatte alla scala media 1:25.000, con preliminare studio fotointerpretativo di immagini aeree estive ed il reperimento di informazioni storiche e testimonianze orali.

Sorgente del database informatizzato sono i dati delle schede analitiche, redatte per tutti i siti valanghivi identificati nella classe "valanghe"; le schede riportano i dati topografici e morfologici delle tre aree che caratterizzano il sito, ovvero zona di distacco, zona di scorrimento e zona d'arresto, i danni accertati e le date degli eventi valanghivi noti, nonché le opere di difesa eventualmente presenti, rappresentati nella carta tematica con simbologia specifica.

Metodologia di realizzazione della cartografia tematica

Le CLPV (fig3) e le CSV (fig4) riportano le delimitazioni dei siti valanghivi, ovvero delle aree soggette al movimento simultaneo della coltre nevosa, nell'estensione massima nota al momento di redazione della carta; tale perimetrazione fa riferimento a eventi occorsi in epoca storica, talora con carattere di

eccezionalità (tempo di ritorno superiore a 100 anni).

Le CLPV sono il prodotto di uno studio integrato eseguito sia a tavolino, mediante fotointerpretazione, sia sul territorio, attraverso sopralluoghi su tutta l'area di indagine con il supporto di testimoni locali e ricerche di dati d'archivio (archivi parrocchiali, forestali, comunali, editoriali). Costituiscono il prodotto cartografico di inquadramento delle conoscenze sui fenomeni valanghivi, adottato dalle Regioni e dalle Province Autonome dell'AINEVA quale documento di riferimento per la realizzazione di approfondimenti successivi, finalizzati alla pianificazione del



Fig. 3



Fig. 4



Figura 2

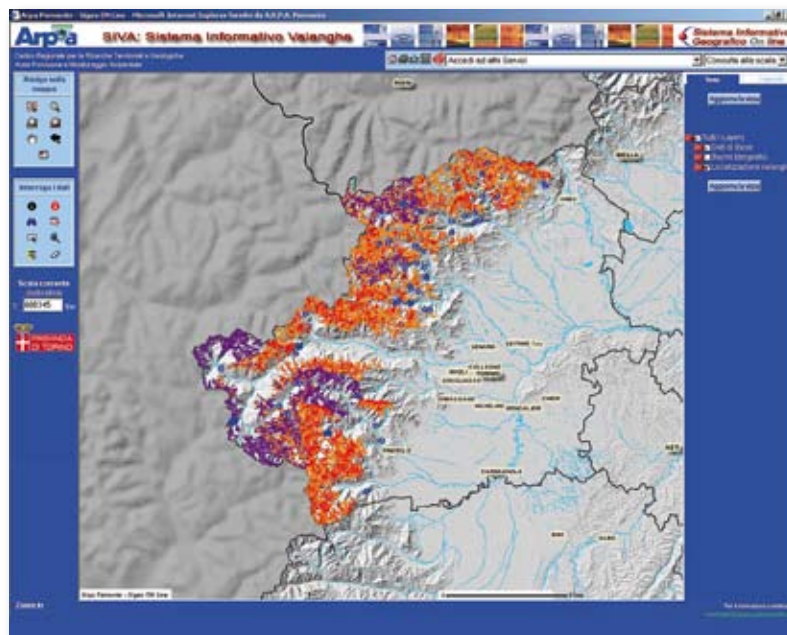


Figura 5

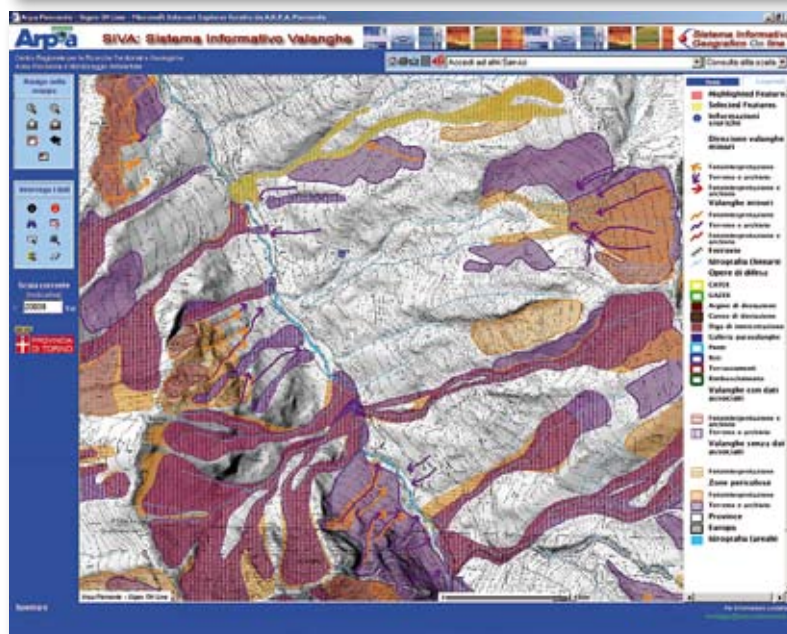


Figura 6

territorio montano.

Il lavoro è condotto su tre livelli consequenziali:

- individuazione dei siti valanghivi mediante fotointerpretazione di aerofotogrammi estivi;
- esecuzione di sopralluoghi estesi a tutto il territorio oggetto d'indagine e raccolta di testimonianze orali;
- verifica dei dati di terreno con informazioni storiche

Le CSV sono il risultato di un metodo più speditivo, ma non meno approfondito, che ha permesso di estendere l'indagine a una porzione di territorio molto vasta in un tempo di lavoro relativamente

breve: in circa due anni è stato possibile disporre di una vasta base di informazioni attendibili sui siti di maggiore rilevanza per la pianificazione del territorio montano, su una superficie pari ad oltre 3000 kmq. Anche in questo caso il lavoro è stato svolto in tre fasi consequenziali:

- studio fotointerpretativo, condotto con l'utilizzo di aerofotogrammi estivi riferiti a periodi storici diversi, che ha costituito lo strumento principale per individuare la localizzazione probabile delle valanghe, sulla base di indizi geomorfologici, vegetazionali e clivometrici;

- ricerca e analisi di informazioni storiche d'archivio (il già citato Archivio Storico-Topografico delle Valanghe di C.Capello, schede di rilevamento degli eventi valanghivi presso il Corpo Forestale di Stato, dati rilevati da collaboratori della Rete Nivometrica regionale - Mod.7 AINEVA) al fine di integrare le informazioni desunte attraverso lo studio fotointerpretativo e/o di individuare anche quelle aree soggette alla caduta di valanghe storiche, di cui possono non essere più visibili tracce sulle immagini aeree recenti;

- mirate indagini di terreno per verificare i siti valanghivi di dubbia collocazione per limitata lettura dei fotogrammi (zone in ombra, piccole valanghe in zone vegetate), o non coincidenti con quanto riportato dalla fonte storica, oppure sede di valanghe prossime a infrastrutture, urbanizzazioni e comprensori sciistici.

In sintesi le due tipologie di carte si diversificano per due aspetti metodologici fondamentali:

- nelle CLPV l'inchiesta sul terreno è estesa a tutta l'area di indagine, mentre nelle CSV i sopralluoghi sono eseguiti solo in casi specifici;
- nelle CLPV le informazioni ricavate dalle fonti storiche vanno a incrementare il serbatoio dei dati ottenuti mediante l'inchiesta sul terreno, mentre nelle CSV servono per avvalorare il dato fotointerpretato e quindi ne sono integrate in un unico tematismo. Per approfondire ulteriormente la base di conoscenze relativa agli eventi valanghivi del passato meno prossimo è stata condotta un'indagine negli archivi delle principali testate giornalistiche locali della Provincia di Torino per il periodo storico 1885-1951. Lo studio ha permesso di censire 203 eventi valanghivi storici,

associati a 162 siti diversi. Le informazioni tratte dagli articoli giornalistici dell'epoca hanno permesso di validare la perimetrazione di siti valanghivi già noti e, in molti casi, hanno incrementato il database relativo agli eventi e ai danni prodotti dalle valanghe, sebbene in molti casi dalla sola lettura degli articoli non sia stato possibile dedurre con precisione l'estensione areale della valanga.

I temi rappresentati nel SIVA
Su SIVA (fig. 5 e 6) sono ad oggi rappresentati temi areali, lineari e puntuali.

I temi areali sono suddivisi in tre classi, dove la colorazione delle prime due distingue il metodo d'indagine adottato per l'individuazione dei siti, mentre nella terza distingue le diverse tipologie:

- in arancione i siti valanghivi determinati tramite sola fotointerpretazione, derivanti dalle CLPV;
- in violetto i siti valanghivi, derivanti sempre dalle CLPV ma individuati mediante inchiesta sul terreno e ricerca di dati d'archivio e a cui corrisponde un database associato, consultabile e scaricabile in formato scheda;
- in rosso i siti valanghivi individuati mediante fotointerpretazione e ricerca di dati d'archivio, con database associato, consultabile e scaricabile in formato scheda e corrispondenti alle Valanghe delle CSV.

Classe Valanghe: siti a contorno definito nei quali la massa nevosa, in condizioni estreme, precipita simultaneamente.

Classe Zone Pericolose: aree entro le quali si verificano scaricamenti parziali differenziati nello spazio e nel tempo.

Classe Opere di Difesa: Porzioni di territorio su cui sono state eseguite specifiche opere di difesa, distinte in:

- opere di difesa attiva, realizzate in corrispondenza delle zone di distacco con la funzione di impedire o limitare lo sviluppo della valanga - ponti, rastrelliere, reti -;
- opere di difesa passiva, svolgono la funzione di modificare le modalità di scorrimento o l'arresto delle masse nevose in movimento - argini di deviazione, cunei deviatori, dighe di intercettazione, cunei frenanti, gallerie paravalanghe -;
- opere di difesa preventiva, installazioni di tipo permanente aventi la funzione di provocare artificialmente il distacco delle valanghe attraverso l'impiego

di esplosivi tradizionali o esplositori a gas .

I dati lineari costituiscono un'unica classe, la cui colorazione distingue il metodo d'indagine secondo gli stessi principi adottati per le classi Valanghe e Zone Pericolose.

Si tratta delle Valanghe Minori: valanghe di dimensioni limitate, tali da non poter essere cartografate in scala nella loro forma reale.

Nei dati puntuali la classe Informazioni storiche rappresenta informazioni su eventi e danni da valanga tratti da ricerca giornalistica per il periodo 1885/1951 e informazioni riportate dall'Ar-

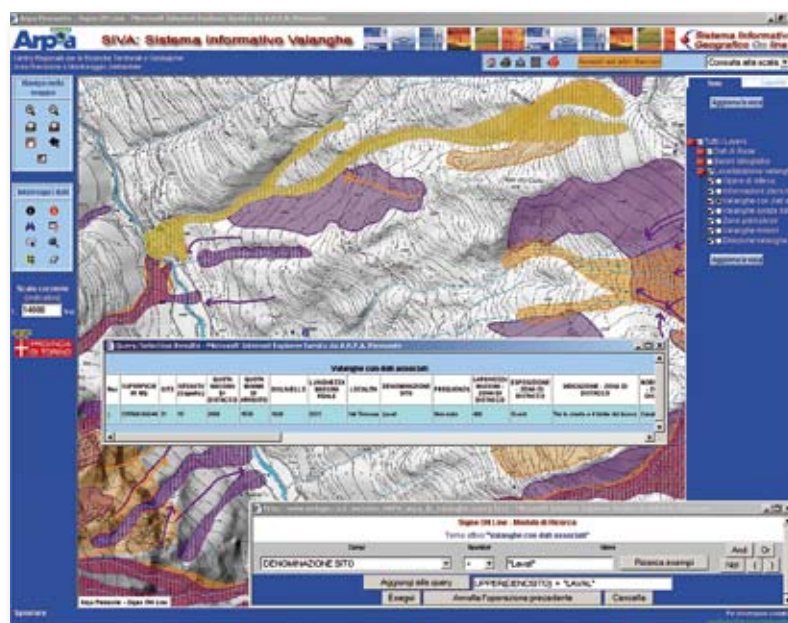


Figura 7a

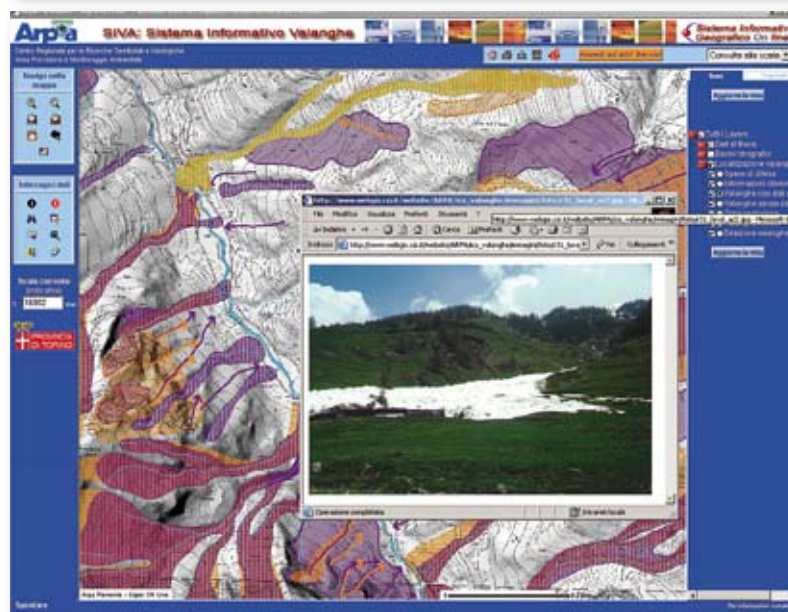


Figura 7b

chivio Storico Topografico delle Valanghe non perimetrabili. Cliccando sul punto è possibile consultare l'articolo giornalistico relativo o la nota descrittiva dell'ASTV, in formato immagine.

Il servizio WEBGIS del SIVA

Il servizio WebGIS del SIVA consente una consultazione di tutti i dati geografici, alfanumerici ed iconografici presenti nel sistema informativo attraverso le funzionalità GIS di base disponibili su un browser internet.

Le valanghe sono inquadrare su una base topografica multiscala che ne consente la visualizzazione da un ambito regionale e provinciale fino al dettaglio della carta tecnica regionale 1:10.000 e con la possibilità di visualizzare contestualmente tutte le informazioni territoriali disponibili (viabilità, aree urbanizzate, limiti amministrativi, quelle derivanti dal modello digitale del terreno, e così via).

Le funzioni disponibili vanno dalla tradizionale navigazione sulla cartografia - pan, zoom e posizionamento su provincia e comune - alle funzioni di ricerca e selezione sulla base dati associata alle geometrie attraverso strumenti di composizione di query anche complesse. A questi strumenti si aggiungono funzioni di ricerca tramite buffer, produzione di cartogrammi, misurazioni di distanze e superfici.

Su alcuni dati è inoltre possibile approfondire l'analisi, attraverso collegamenti ipertestuali, alle schede descrittive, alle fotografie (fig7) e agli articoli di giornale tratti da fonte storiche, quando disponibili.

I dati e le informazioni associate consentono di ricavare un quadro conoscitivo a carattere territoriale che acquisisce significato in un contesto di interventi ed indagini a livello di programmazione regionale.

IL RUOLO DEL SIVA NELLA PIANIFICAZIONE TERRITORIALE A LIVELLO PROVINCIALE

I Piani Territoriali di Coordinamento Provinciali (PTC) sono strumenti di pianificazione per l'organizzazione e la disciplina d'uso del territorio.

Il PTC della Provincia di Torino è redatto con riferimento al quadro legislativo e normativo nazionale e regionale; è conforme alle disposizioni del D.Lgs. 267/2000 "Testo unico delle leggi sull'ordinamento degli enti locali" e della legge regionale 56/1977 e s.m.i. "Tutela e uso del suolo" ed attua le disposizioni del Piano Territoriale Regionale.

Esso tratta molteplici temi tra cui il dissesto idrogeologico e le linee di intervento per la sistemazione idrica, idrogeologica ed idraulico-forestale, per il consolidamento del suolo e la regimazione delle acque. Si prefigge l'obiettivo generale di perseguire la compatibilità tra l'ecosistema ambientale, naturale, e il sistema antropico, demografico, sociale e produttivo, e, tra gli altri, di assumere le indicazioni territoriali di difesa dal rischio idrogeologico e idraulico, di tutela delle qualità dell'aria e delle acque, di superficie e sotterranee, come priorità nella destinazione d'uso del suolo.

Il PTC, attraverso una normativa che detta disposizioni articolate in linee di indirizzo, direttive, prescrizioni, si attua mediante l'adeguamento dei Piani Regolatori Generali comunali e intercomunali e attraverso i Piani e Programmi di settore di vario livello ordinatorio.

Il grado del dissesto idrogeologico illustrato nel PTC assume valore di vincolo o di indirizzo nelle determinazioni d'uso del suolo, secondo quanto specifica-

to, in relazione con le "categorie normative" associate alle fenomenologie di dissesto.

Successivamente all'adozione definitiva del PTC è stata avviata la sua implementazione ed aggiornamento, con approfondimenti per i problemi di maggiore rilievo e per le aree di livello sovracomunale più significative; in particolare, la Giunta Provinciale di Torino, con DGP del 18 maggio 2004 n. 21, ha approvato lo studio di approfondimento dell'assetto idrogeologico del PTC, costituito, tra gli altri tematismi, da quello relativo alle valanghe.

A fronte dell'introduzione nel PTC dei dati provenienti dalla Banca Dati Valanghe condivisa, per il territorio provinciale, tra ARPA Piemonte e Provincia di Torino, una proposta attualmente in fase di studio da parte della Provincia di Torino è quella di integrare gli indirizzi normativi che riguardano il dissesto idrogeologico.

In particolare, tale ipotesi prevede di implementare la categoria normativa che attualmente comprende i settori di frana attivi e le aree inondabili con i dati valanghe, valanghe minori e zone pericolose, derivanti dalle Carte di Localizzazione Probabile delle Valanghe - CLPV - e dalle Carte dei Siti Valanghivi - CSV - realizzate nell'ambito del progetto di sviluppo della banca dati valanghe (fig. 8).

Questa categoria normativa comprende "porzioni di territorio nelle quali gli elementi di pericolosità geomorfologica e di rischio derivanti, questi ultimi, dall'uso del suolo e/o dall'urbanizzazione dell'area, sono tali da impedirne l'utilizzo a fini di nuovi insediamenti, richiedendo, qualora edificate, la rilocalizzazione, ove attuabile o la previsione di consistenti interventi a tutela del patrimonio esistente. Qualora a

seguito di approfondimenti di indagine i fenomeni risultassero non particolarmente limitanti (da stabilire previa indagine specifica) nuove opere possono essere ammesse a seguito dell'attuazione degli interventi che risultassero necessari e dell'avvenuta eliminazione e/o minimizzazione della pericolosità".

Gli eventuali interventi a tutela del patrimonio esistente dovranno essere preceduti da specifici e dettagliati studi geologici e idraulici, che è opportuno affrontare gli aspetti tecnici legati alle varie tipologie di dissesto.

In particolare, per quanto riguarda i siti valanghivi, si propone di introdurre uno studio basato sulle seguenti linee-guida:

- Fase I: Analisi storica, fotointerpretazione, verifica in sito, rilievi topografici, individuazione cartografica preliminare del sito
- Fase II: caratterizzazione meteo-climatica, modellazione matematica, redazione di elaborati cartografici di dettaglio, analisi dei livelli di rischio.

La scelta di limitare lo studio alla prima fase o, viceversa, di approfondire gli aspetti citati nella fase successiva, potrà essere basata sulla destinazione d'uso delle aree interessate da tali fenomeni e sulle eventuali interferenze tra i dissesti valanghivi e l'attività antropica.

Le linee operative sopra esposte sono in accordo con l'art.1, comma 11, delle Norme Tecniche d'Attuazione del Piano di Assetto Idrogeologico (PAI) dell'Autorità di Bacino del fiume Po, secondo il quale i PTC provinciali costituiscono strumento di attuazione del piano stesso definendo approfondimenti di natura idraulica e geomorfologica relativi alle problematiche di sicurezza idraulica e di stabilità dei versanti, al fine di realizzare un sistema di tutela sul territorio

Tratta da "Carta dei siti valanghivi", scala 1:100.000, Piano Territoriale di Coordinamento della Provincia di Torino
Linee di intervento per la sistemazione idrica, idrogeologica ed idraulicoforestale ed in genere per il consolidamento del suolo e la regimazione delle acque - Tav. 3

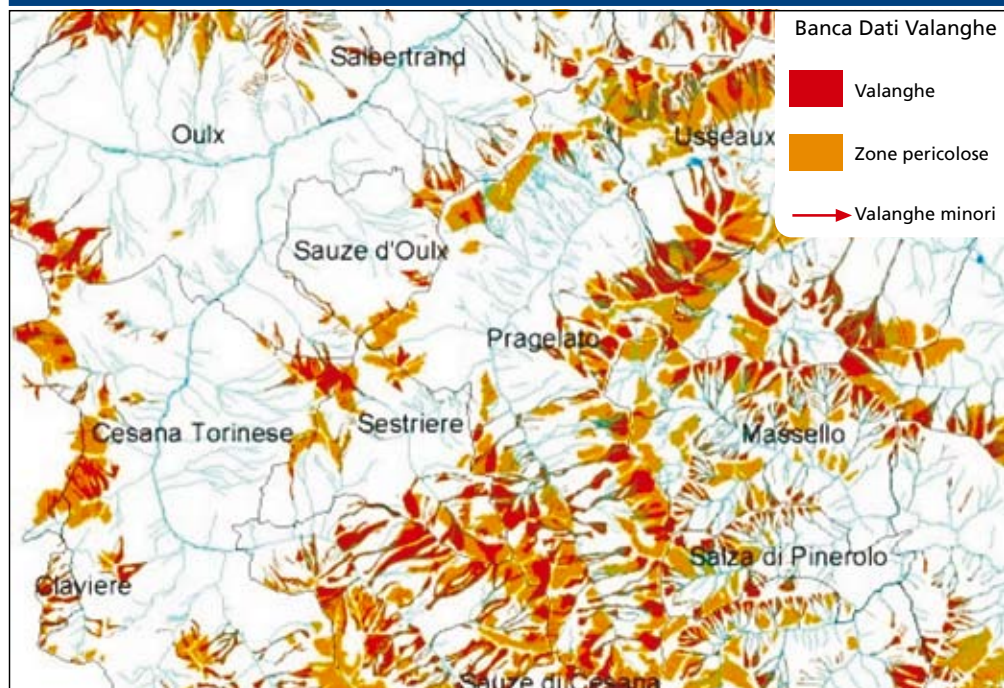


Fig. 8

non inferiore a quello del PAI, basato su analisi territoriali aggiornate e di dettaglio.

SVILUPPI FUTURI

Allo stato attuale di tutte le informazioni e i dati sulle valanghe, storiche e recenti, contenuti negli archivi informatici dell'Area di Previsione e Monitoraggio Ambientale di ARPA Piemonte, sono consultabili mediante il sistema webgis solo quelle relative al territorio della provincia di Torino; tuttavia sono in corso attività di acquisizione e di verifica dei dati disponibili che porteranno nei prossimi aggiornamenti ad estendere il Servizio ad altre porzioni di territorio regionale, di cui si dispone di documentazione come è evidenziato nella figura 9.

La panoramica dei servizi WEBGIS di ARPA Piemonte si andrà nel tempo ad ampliare con l'integrazione di nuovi prodotti inerenti nuovi livelli informativi geotematici ed altre tematiche ambientali trattate dall'Agenzia, come la biodiversità, le radiazioni ionizzanti, l'inquinamento

Quadro d'insieme della documentazione reperibile presso la Banca Dati Valanghe dell'ARPA Piemonte

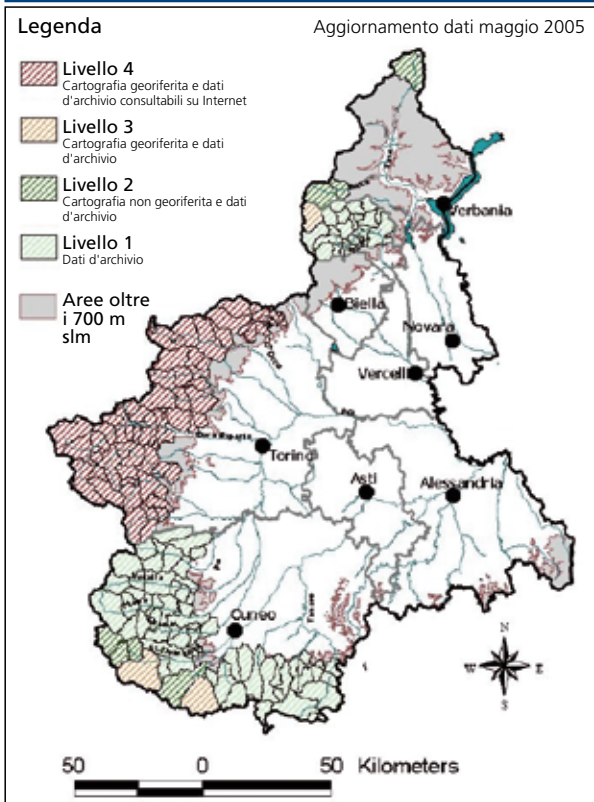


Fig. 9

acustico, la conservazione della natura e infine la mappatura di variabili meteorologiche in tempo reale.

<http://www.webgis.csi.it/arpagis/index.htm>

IL MONDO FLUTTUANTE NEI

Nel decennio passato l'esplorazione speleologica si è avventurata in un campo trascurato, quello dei ghiacciai. Già dalla metà dell'800 era noto che sui grandi ghiacciai si formano torrenti che, dopo percorsi di poche centinaia di metri o, raramente chilometri, si gettano in pozzi formati nella massa del ghiaccio e riappaiono, riuniti in uno solo, alla fronte del ghiacciaio, rivelando l'esistenza, al di sotto del ghiaccio, di una struttura interna di drenaggio. A quel tempo quei buchi vennero considerate "grotte" ma le tecniche dell'epoca non ne permisero l'esplorazione.

Successivamente, alla metà degli anni '80, vari gruppi di speleologi iniziarono ad occuparsi di queste grotte. Sono state così esplorate grotte nei

ghiacciai di tutto il mondo e si è giunti a caratterizzare la fenomenologia generale del carsismo nei ghiacciai.

Questi processi sono resi ancora più importanti dalle attuali condizioni climatiche in cui le masse glaciali sono in evidente disequilibrio con l'ambiente.

La riduzione delle precipitazioni ha fatto sì che molti ghiacciai siano diventati quasi immobili ed il reticolo di drenaggio non è più una struttura di equilibrio che si rigenera risalendo verso monte alla velocità con cui il ghiacciaio va a valle.

La situazione di rischio sta nella possibilità che i depositi di acqua trattenuti dal ghiaccio a valle vengano liberati per il generale ritiro delle superfici glaciali rendendo instabile l'intera massa glaciale.

INTRODUZIONE

La speleologia glaciale è andata formandosi in mezzo alla più totale indifferenza sia della glaciologia, che la vede come attività sportivo-estrema, sia della speleologia, che la sente come esercizio tecnico privo dello spessore che dà l'esplorazione di nuovi territori. Le ricerche condotte in questo ventennio mostrano invece che si tratta di

argomenti interessanti e, come sappiamo da poco, anche importanti; d'altra parte esse riguardano strutture localizzate in zone specifiche ma molto evidenti. Possibile che nessuno le avesse notate? Quando siamo andati a cercarne le citazioni fatte dai naturalisti che per primi avevano descritto i ghiacciai, abbiamo avuto l'enorme sorpresa di scoprire che essi avevano fatto molte

e accurate descrizioni dei fenomeni che riguardavano i pozzi glaciali. Ma quelle note sono state poi praticamente dimenticate per un secolo, dopo che le difficoltà tecniche li avevano fatti scivolare fuori dell'ambito delle cose interessanti. E, come si può vedere nelle citazioni di apertura dell'articolo, siamo giunti a ripetere indipendentemente le stesse riflessioni con le stesse parole.

It is, in this respect, absolutely comparable to the water of a river, which has here its deep pools, here its constant eddy, continually changing in substance, yet ever the same in form.

Forbes J., "Occasional Papers on the Theory of Glaciers", Adam and Charles Black, Edinburgh, 1859

GHIACCIAI

Ne derivava che esse sono strutture stabili come il gorgo in un fiume, fatto di acque sempre nuove: quando il ghiaccio arriva in quel punto assume la forma di una grotta, sempre più o meno quella.

Badino G., "Il Carsismo Glaciale", Le Scienze, 372, 1999



PRIME OSSERVAZIONI DI UN FENOMENO

Sui grandi ghiacciai si formano torrenti, in genere con portate dell'ordine del metro cubo al secondo che, dopo percorsi di poche centinaia di metri o, raramente, chilometri, si precipitano in rombanti pozzi formati nella massa di ghiaccio, per poi riapparire alla fronte; sotto i bianchi e regolari pianori c'è evidentemente una struttura interna di drenaggio.

Agli inizi della glaciologia, a metà '800, furono notati. Allora non si era ancora formato un distacco fra la speleologia e la glaciologia e dunque quei buchi vennero considerati "grotte" quanto quelle scavate nel calcare; salvo che

le tecniche dell'epoca non ne permettevano l'esplorazione e finirono per uscire dall'ambito di interesse degli speleologi.

I modellisti glaciali nei primi anni '70 tentarono di capire quel che poteva accadere all'interno. Le ricerche erano però indirizzate alle condizioni di formazione di condotte sul letto roccioso, una situazione di trasporto che è quasi certamente poco interessante se non nelle ultime decine di metri prima di uscire a giorno, là dove il ghiacciaio si fa sottile. In pratica il ghiaccio non era considerato una sostanza carsificabile nel suo insieme, ma solo sull'interfaccia rocciosa.

LE ESPLORAZIONI DIRETTE

Alla metà degli anni '80 vari gruppi di speleologi iniziarono ad occuparsi di queste grotte. Quasi subito separammo il problema tettonico da quello dissolutivo: i crepacci e le grotte glaciali si escludono a vicenda, perché se un ghiacciaio è intensamente fratturato l'assorbimento d'acqua è diffuso, senza concentrazioni di energia che consentano lo scavo di grotte.

Scoprimmo che le cavità, in genere, si aprono con un pozzo sui 40-60 metri di profondità, creato dalle acque in caduta. Spesso al fondo di esso risulta impossibile avanzare perché il torrente si perde in fessure impraticabili. A volte, invece, il primo salto dà accesso ad una serie di ambienti imponenti, sorta di forre subglaciali lungo le quali il torrente procede a piccoli salti e brevi tratti orizzontali sino a perdersi in una pozza d'acqua da cui viene drenato per vie subacquee. Gli ambienti sono di dimensioni decrescenti, le pozze d'acqua conclusive si trovano nella maggior parte dei casi ad un centinaio di metri sotto la superficie, raramente

mente poco oltre.

Furono così esplorati ghiacciai in tutto il mondo da vari gruppi: canadesi e polacchi alle Svalbard, svizzeri sulle Alpi, francesi in Groenlandia, spagnoli in Islanda mentre gli italiani hanno realizzato una ricognizione generale con esplorazioni sulle Alpi e poi nel Tien Shan, nel Karakorum, in Islanda, in Antartide e soprattutto in Patagonia, giungendo a caratterizzare la fenomenologia generale del carsismo nei ghiacciai.

CARATTERISTICHE DEL PROCESSO DI FORMAZIONE

Lo studio teorico dei processi di formazione del carsismo glaciale è stato prima condotto per via analitica e poi, per poter seguire l'evoluzione dei reticoli coi cicli stagionali, con una serie di modelli numerici.

Una prima, inusuale, caratteristica importante per la morfologia della struttura del reticolo di drenaggio è quella del comportamento plastico del ghiaccio, che a bassa pressione si comporta quasi come una roccia, ad alta pressione quasi come un liquido.

Una cavità a pochi metri di profondità ha una durata molto superiore al tempo di evoluzione locale del ghiaccio e dunque nel suo sviluppo la plasticità ha poca importanza: è come se fosse scavata nella roccia, e rimane stabile anche per anni, se il fluire a valle del ghiaccio lo permette.

Una cavità a 50 metri di profondità ha invece una vita media dell'ordine di una stagione, e dunque quella è la profondità massima alla quale possono sopravvivere strutture legate a cicli stagionali. A profondità maggiori i tempi di collasso sono più brevi e dunque si tratta di strutture che si formano e durano finché gli agenti che le scavano sono atti-

Pagina precedente:
Patagonia, Argentina.
Mulino fossile nel
ghiacciaio Perito
Moreno.

Sotto: Patagonia,
Argentina. Galleria
freatica fossile nel
ghiacciaio Perito
Moreno.



vi, per poi collassare e sparire "rapidamente" all'interno della massa di ghiaccio fluido.

Le strutture di drenaggio nelle parti più epidermiche, ove la plasticità è trascurabile, sono dunque piuttosto semplici: i ruscelli si formano ed ingrossano nelle zone più depresse del ghiacciaio e poi entrano nel ghiaccio in punti ove il loro flusso concentrato di energia diventa superiore al minimo per perforare la superficie: si forma un "mulino glaciale".

Al suo interno l'energia potenziale dell'acqua in caduta è rilasciata all'aria e nei punti dove essa batte e quindi il sistema si sviluppa in modo proporzionale all'energia rilasciata dalla cascata.

Nelle prime parti, sino ad una cinquantina di metri di profondità, essa non viene contrastata dal collasso plastico e quindi le cavità si ampliano lungo tutta la stagione. E' solo alla fine della stagione calda che le pareti cominciano a collassare sulla cavità, prevalentemente alle profondità maggiori, dove le sezioni dei pozzi vengono sensibilmente ristrette durante l'inverno.

A profondità maggiori la plasticità del ghiaccio prevale ed esso tende a crollare sulla cavità che così viene ad assumere caratteristiche forme sempre più ristrette, a canyon.

Questo semplice modello pare giustificare la grande maggioranza delle forme interne dei mulini glaciali.

Ma sin dalle prime esplorazioni ci apparve chiaro che queste grotte non erano che un frammento della struttura interna del ghiacciaio. Esse avevano un andamento verticale e dovevano essere tributarie del sistema di drenaggio principale che stava al di sotto dei piccoli specchi d'acqua in cui si precipitavano i torrenti in fondo alle grotte.

In pratica, a differenza di quanto aveva sino ad allora ipotizzato la glaciologia, i torrenti non arrivavano sino al letto roccioso, ma finivano in "acquiferi" posti sul limite del "comportamento plastico" del ghiaccio.

IL RETICOLO SOMMERSO

Il calcolo numerico è stato sinora l'unico strumento per chiarire i processi che avvengono nel reticolo di drenaggio sommerso.

In condizioni sommerse, lo scavo carsico avviene per rilascio di energia potenziale nella caduta fra i punti a monte e a valle del reticolo di trasporto. Assume un ruolo chiave la perdita di carico lungo le condotte e questo rende difficile il calcolo perché si tratta di un parametro che dipende molto dalla loro forma, condizioni di trasporto e così via. La vita delle condotte si allunga grazie alla pressione dell'acqua.

Le condotte a pieno carico subglaciali sono dunque strutture di equilibrio fra lo scavo dovuto alla perdita di carico dell'acqua in

transito e il riempimento dovuto al ghiaccio che tende ad impoldere sulla condotta.

Le dimensioni dipendono dunque dalla pressione del ghiaccio sulle pareti e dalla pendenza e forma della galleria: ad esempio una galleria percorsa da 1000 kg/s d'acqua, a cento metri di profondità, diventa stabile con un diametro di 0.9 m, e l'acqua vi corre a quasi 1.5 m/s, mentre se il flusso è di 100 kg/s il diametro di equilibrio diviene 35 cm e l'acqua vi corre ad un metro al secondo.

Le gallerie sono di diametro uniforme, perché un qualunque restringimento crea un aumento di impedenza e una concentrazione del rilascio locale di energia sino a che la disuniformità viene rimossa.

Quando il flusso d'acqua si ferma, ad esempio durante notti fredde, la galleria si stringe lentamente e aumenta di impedenza. Alla ripresa del flusso il rilascio di energia sarà perciò maggiore e lo scavo avverrà più rapidamente sino a ripristinare le condizioni

Patagonia, Argentina.
Il ghiacciaio Viedma.





Sopra: Patagonia, Argentina. Colorazione idrogeologica in una galleria attiva nel ghiacciaio Perito Moreno.

Pagina a fianco: Patagonia, Chile. Mulino attivo nel ghiacciaio Tyndall. Il livello dell'acqua nei pozzi varia in dipendenza del flusso d'acqua di alimentazione. Il livello varia da -10 sino a -105. La curva di carico e scarico ha permesso per la prima volta di determinare in modo indiretto che la profondità del drenaggio è a -140 sotto la superficie, proprio dove era atteso dai modelli numerici di carsismo glaciale, e contrariamente a quanto in genere ipotizzato dalla glaciologia, che assume il drenaggio sul letto roccioso.

precedenti. In modo analogo, un temporaneo aumento del flusso dilata la condotta al di sopra della sezione di equilibrio alla quale però ritornerà appena si ridurrà il flusso.

Va dunque notato un fatto di importanza fondamentale: il processo è a retroazione negativa, cioè autostabilizzante.

La novità principale nei confronti dei reticoli di drenaggio nelle montagne calcaree riguarda però la struttura complessiva della rete di condotte di drenaggio, ed è dovuta al fatto che la temperatura di equilibrio fra acqua e ghiaccio dipende dalla pressione. Essa è 0°C a pressione atmosferica, ma diminuisce di 7.5 mK per ogni aumento di pressione di una atmosfera.

Questo effetto ha un ruolo fondamentale, perché in eventuali tratti ascendenti l'acqua si muove verso pressioni minori, e risulta fredda rispetto al ghiaccio e quindi solidifica sulle pareti. Il processo dunque evolve nel senso di allargamento delle parti discendenti e chiusura delle parti ascendenti; le sorgenti di tipo "valchiusano" non possono esistere nel ghiaccio.

Il fenomeno ha un effetto rilevante anche sulle singole condotte, perché l'acqua che vi scorre quando va in basso scava, quando tocca il soffitto deposita. Il risultato è che la galleria migra lentamente verso il basso e che perciò il reticolo tende ad "appiattirsi" sulla superficie locale dell'acquifero.

STABILITÀ' STAGIONALE

E' interessante anche la stabilità del reticolo sul lungo periodo. Abbiamo visto come rapide variazioni del flusso comportino piccole fluttuazioni attorno alla struttura di equilibrio, e infatti sia il calcolo che le osservazioni dirette mostrano che i cicli diurni non causano variazioni significative.

La situazione cambia invece molto quando la variazione ha durata tipica maggiore di quella del collasso delle gallerie, situazione che si ha all'arrivo della stagione fredda. I flussi profondi si arrestano e le condotte iniziano lentamente a crollare su sé stesse, contrastate solo dalla pressione idrostatica della falda acquifera che viene spinta verso l'alto. In

inverno il reticolo glaciale viene riempito d'acqua sin nei pressi della superficie.

In primavera il reticolo c'è ancora, anche se più a valle e più in pressione di qualche mese prima. Il flusso d'acqua esterno riprende con modalità analoghe all'anno precedente, e va scavando pozzi praticamente negli stessi punti ove si erano formati l'anno prima.

Infatti la presenza di un pozzo glaciale riduce gli sforzi all'interno del ghiaccio circostante, che viene a tendere a "cadere" verso di esso. Accade dunque che nel torrente di alimentazione, a monte del pozzo, il ghiaccio sia maggiormente penetrabile dall'acqua che inizia a formare piccole perdite nel letto di scorrimento che arrivano nel pozzo, ma lungo vie sotterranee. Man mano che l'acqua circola amplia il percorso sino a che quella che era un'infiltrazione diventa un nuovo pozzo.

Le parti più a valle del reticolo vengono trascinate verso la fronte glaciale e macinate, mentre a monte, nelle profondità dei "nuovi" mulini glaciali, se ne riformano di nuove.

Anche il reticolo profondo risulta così essere una struttura che oscilla stagionalmente attorno ad una configurazione di equilibrio, e in pratica migra verso monte alla velocità con la quale il ghiaccio va a valle.

Questo processo di replica del reticolo un po' a monte avviene annualmente in condizioni normali, ma può non avvenire più in ghiacciai ormai fermi o ripetersi più volte per stagione in condizioni di fusione molto intensa su ghiacciai veloci, come avviene in Patagonia; e anzi, questo ripetersi con periodo minore dell'anno potrebbe essere una buona definizione di "ipercarsismo glaciale".

DEPOSITI D'ACQUA

L'aspetto più rilevante per un utilizzo pratico degli studi di carsismo glaciale è lo studio dei depositi d'acqua subglaciali.

E' infatti ben noto che periodicamente dai ghiacciai fuoriescono improvvisamente enormi quantità d'acqua che si erano venute accumulando all'interno.

La situazione di rischio va crescendo proprio perché la generale fase di ritiro dei ghiacciai è destinata a liberare le tasche d'acqua esistenti. I depositi d'acqua interni tendono ad approfondirsi nella massa glaciale, ampliandosi. Questo è dovuto a tre fattori, che è interessante descrivere brevemente. Il primo è che l'acqua pura ha la sua massima densità a 4 °C e quindi quando essa viene scaldata dal contatto con l'esterno affonda a va a fondere ghiaccio nelle profondità. Un bacino esposto al sole trasferisce l'energia assorbita alle sue profondità, nascostamente. Il secondo fattore è che le turbolenze che vi possono essere innestate causano, per il già citato processo legato alla diminuzione con la pressione della temperatura di equilibrio acqua-ghiaccio, scavo alla base e deposizione di ghiaccio alla sommità del bacino. Il terzo e ultimo motivo di ampliamento è che la densità dell'acqua è maggiore di quella del ghiaccio e che quindi alla base del serbatoio la pressione tende ad allontanare il ghiaccio: un deposito d'acqua ha tendenza ad "affondare" nel ghiacciaio. Questo però è un processo che ha importanza solo per bacini molto profondi o per tempi molto lunghi. In pratica, vasti depositi d'acqua sono instabili e tendono ad ampliarsi per questi processi che innescano retroazioni di tipo positivo. Catastrofiche, sia nel senso matematico che in quello letterale.

CAMBIAMENTI CLIMATICI E CONCLUSIONI

La situazione attuale in cui le masse glaciali sono in evidente disequilibrio con l'ambiente, ha reso questi processi ancora più critici.

La riduzione dell'alimentazione ha fatto sì che molti ghiacciai abbiano rallentato la corsa sino a quasi diventare immobili. In queste condizioni il reticolo di drenaggio non è più una struttura di equilibrio che si rigenera incessantemente, risalendo verso monte alla velocità con cui il ghiacciaio cala a valle. Ora sulle Alpi ritroviamo le grotte da un anno all'altro, non nel senso della loro forma esterna, come gorgi, ma proprio loro, con il ghiaccio che avevamo martellato l'anno prima.

All'interno delle grotte le pareti accumulano tensioni immense, che ne fanno esplodere ampie sezioni ad ogni infissione di attrezzi.

La cosa più minacciosa è però il fatto che è possibile che venga superato il sottile limite fra reticolo di drenaggio, autostabilizzante per retroazione negativa, e quello di depositi di acqua che tendono a "divergere" per retroazione positiva. E che quindi il reticolo delle gallerie, troppo invecchiato, diventi un semplice deposito d'acqua destinato a rendere instabile l'intera massa glaciale.

Una sorta di "aneurismi" del ghiacciaio.

La speleologia glaciale è nata molto recentemente da una costola della speleologia sportiva e per puro interesse estetico, ma molti indizi ci fanno sospettare che, in futuro, la nostra capacità di entrare nel mondo fluttuante che celano le bianche superfici dei ghiacciai guadagnerà molto interesse.



www.laventa.it - www.laventa.it/it/patagonia

LA VENTA

EXPLORING TEAM

Il team **La Venta** è un gruppo di ricerca multidisciplinare che elabora, organizza e gestisce progetti esplorativi in ambito geografico, con particolare interesse verso i mondi sotterranei, ambientati su aree del pianeta remote e di difficile accesso. La divulgazione ai vari livelli è il complemento indispensabile di ogni esplorazione, perché contribuisce in modo concreto alla conservazione delle aree in cui si opera e alla sensibilizzazione delle popolazioni che vi gravitano. La Venta dedica particolare attenzione a questo aspetto e alla qualità della documentazione: ciò ha consentito pubblicazioni sulle maggiori riviste mondiali e una forte presenza televisiva, in Italia e all'estero.

Soci fondatori: Italo Giulivo, Giovanni Badino, Tullio Bernabei, Gaetano Boldrini, Antonio De Vivo, Ugo Vacca, Marco Topani.

**L'ambiente periglaciale al Passo della
Mulattiera in alta Valle di Susa**

INSTABILITÀ DEI VERSANTI IN AMBIENTE PERIGLACIALE

**Davide Tiranti, Fabrizio Bosco,
Luca Mensio, Monica Ponzone**

ARPA Piemonte

Area Previsione e Monitoraggio Ambientale
d.tiranti@arpa.piemonte.it

Luca Lanteri

ARPA Piemonte

Centro Regionale per le Ricerche
Territoriali e Geologiche

I cicli di gelo e disgelo come causa di alcuni processi geomorfologici

Nell'articolo vengono descritti i principali processi di instabilità che si sviluppano in ambiente periglaciale. L'area del Passo della Mulattiera, situata tra i Comuni di Oulx e Bardonecchia (alta Valle di Susa - Torino), è stata inserita nell'ambito del progetto "I geositi della Provincia di Torino" proprio per la presenza di alcuni peculiari elementi geomorfologici tipici dell'ambiente periglaciale, compresi in un contesto di notevole valore paesaggistico.

Una delle forme più caratteristiche è sicuramente il rock glacier della Mulattiera, ma questo non costituisce l'unico processo geomorfologico legato all'ambiente periglaciale, ve ne sono altri meno appariscenti ma altrettanto interessanti, soprattutto se si rivolge l'attenzione alla loro genesi. Si tratta di fenomeni gravitativi di piccole dimensioni che interessano le porzioni più superficiali degli ammassi rocciosi e delle coperture detritico-colluviali: crolli e ribaltamenti, fenomeni di geliflusso, di soliflusso e colamenti rapidi della coltre superficiale. Tali fenomeni geomorfologici, anche se meno caratteristici, apportano un decisivo contributo all'evoluzione morfogenetica del paesaggio in cui si sviluppano.

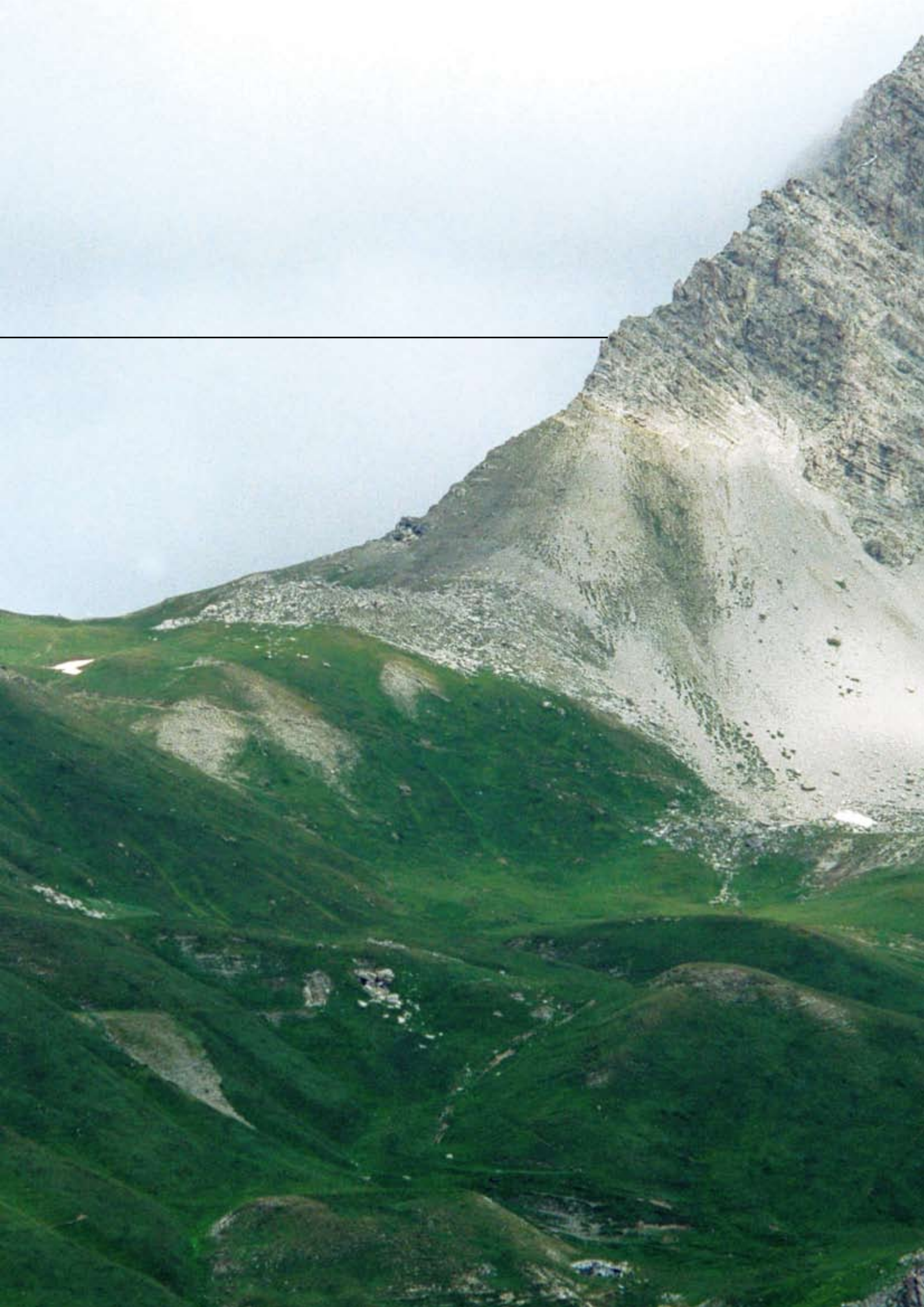


Figura 1:
Ricostruzione digitale
del terreno per la
testata del Rio Sanità
- rock glacier della
Mulattiera (ricavata
dall'elaborazione
dell'ortofotocarta
153160 del Volo
Toroc 2002).

© copyright Comitato per
l'Organizzazione dei XX Giochi
Olimpici Invernali - Torino
2006 - Tutti i diritti riservati.



Pioggia Media Annuale riferita al bacino della Dora Riparia

Bacino	PMA (mm)
Toce - Lago Maggiore	1594
Sesia - Agogna - Terdoppio	1424
Dora Baltea	1075
Orco	1224
Stura di Lanzo	1243
Dora Riparia	869
Pellice	1083
Po	902
Maira - Varaita	935
Tanaro	983
Bormida - Scrivia	1006

Ubicazione del Passo della Mulattiera

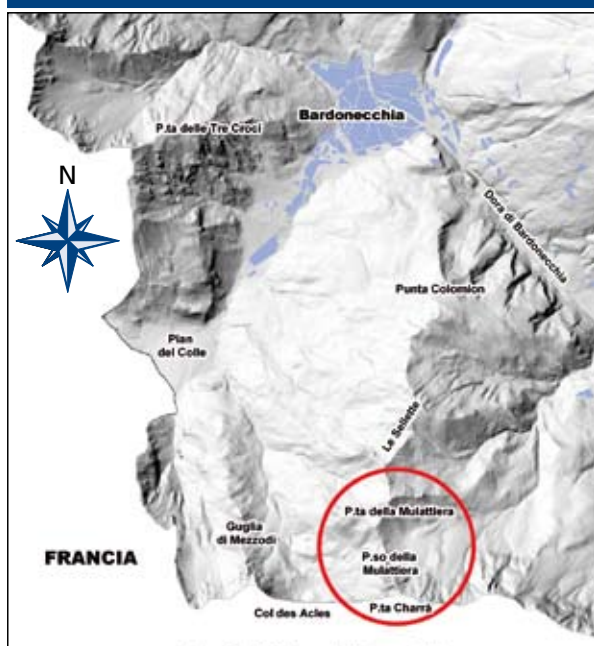


Figura 2

INTRODUZIONE

Il Passo della Mulattiera, sito nel settore nord-occidentale dell'alta Valle di Susa (TO) a cavallo del confine comunale tra Oulx e Bardonecchia, costituisce uno splendido spaccato delle Alpi Cozie settentrionali poiché caratterizzato da una rara ed articolata bellezza paesaggistica tanto da costituire una delle mete turistiche più ambite durante le

stagioni estive ed invernali. Il Passo della Mulattiera rappresenta una zona particolarmente significativa per l'osservazione delle forme tipiche di un ambiente caratterizzato da peculiari condizioni morfoclimatiche, denominato "ambiente periglacia- le". Questa zona dell'alta Valle di Susa, di indubbio valore paesag- gistico e culturale, è stata infatti inserita nell'ambito del progetto "I geositi della Provincia di Tori- no", progetto nato nel 1999 dalla collaborazione fra la Provincia di Torino, l'Assessorato alla Pia- nificazione Territoriale - Servizio Difesa del Suolo, il CNR-IRPI e il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino (<http://www.provincia.torino.it/territorio/geositi/>), come patri- monio naturalistico delle nostre Alpi. L'ambiente periglacia- le è sede di alcuni particolari proces- si geomorfologici responsabili della continua modificazione del paesaggio. (figura 1)

IL PAESAGGIO

L'area comprendente il Passo della Mulattiera è caratterizzata da una topografia complessa ed articolata, con alternanza di vette aspre con pareti verticali, rilievi dalle forme smussate e pendii dolci, valli ampie e pianeggian- ti, orridi profondi e stretti, valli sospese, forme carsiche epigee ed ovunque sono evidenti i segni del modellamento glaciale. Si parte da una quota di 1.290 m s.l.m. dell'abitato di Bardo-

necchia, fino a giungere a quota 2.710 m s.l.m. in prossimità di Punta Charrà, che rappresenta la vetta più alta dell'area consi- derata.

Altre vette rilevanti sono la Gu- glia di Mezzodì (2.621 m s.l.m.) e il Col des Acles (2.217 m s.l.m.) le cui vette si allineano in direzio- ne W-E con quella della Punta Charrà a demarcare il confine nazionale con la Francia. La linea di cresta che corre in direzione N-NE dalla Punta Charrà, pas- sando dalla P.ta della Mulattiera (2.467 m s.l.m.) per terminare in coincidenza della P.ta Colomion (2.054 m s.l.m.), coincide invece con il confine comunale Bardo- necchia - Oulx (figura 2).

I litotipi presenti nell'area sono piuttosto monotoni: vi affiorano essenzialmente calcari dolomi- tici, dolomie, marmi, calcescisti, gessi e brecce a cemento carbo- natico di origine continentale. La topografia è fortemente in- fluenzata dal tipo di roccia affio- rante; le rocce calcareo-dolomi- tiche disegnano pareti verticali caratterizzate da dislivelli anche superiori ai 100 m, mentre i calcescisti filladici danno luogo a pendii dolci, spesso sede di movimenti gravitativi i cui accu- muli contribuiscono, unitamente all'estesa copertura detritico- colluviale e ai diffusi accumuli di depositi glaciali e fluvio-glaciali, a mascherare la natura e l'as- setto del substrato roccioso. Gli abbondanti ammassi di brecce



a cemento travertinoso offrono splendide viste grazie alla loro caratteristica morfologia a pinna- coli osservabile principalmente in prossimità della Guglia di Mezzodi (foto 1).

Le testate dei bacini del Rio della Sanità e Rio Curguas, rispettivamente situati sul versante destro e sul versante sinistro del Passo della Mulattiera, in corrispondenza delle successioni carbonatiche di margine continentale, sono colmate da estesi campi di blocchi calcareo-dolomitici con struttura open-work o partially open-work, articolati in una serie di rilievi allungati che configurano dei lobi subparalleli ai margini degli accumuli; nella parte centrale di questi ultimi si osservano frequentemente depressioni chiuse di varia forma e dimensione. I caratteri sedimentologici e morfologici permettono di interpretare i depositi come il prodotto della rielaborazione di originari detriti di falda da parte di rock glacier (foto 2).

COS'È UN ROCK GLACIER

Sicuramente chi frequenta gli ambienti di alta montagna avrà avuto occasione di notare in uno dei numerosi valloni alpini dei caratteristici accumuli a grossi blocchi che con la loro forma lobata ricordano delle colate di lava o delle vere e proprie lingue di ghiaccio ricoperte di pietre. Queste particolari forme vengo-

no generalmente indicate nella letteratura internazionale come rock glacier, anche se in Italia è stato utilizzato alcune volte il termine di pietraie semoventi (Smiraglia, 1992). Sono state proposte numerose definizioni di rock glacier, riferendosi differenzialmente alle caratteristiche morfologiche, strutturali, morfoclimatiche o della dinamica di movimento. Dal punto di vista puramente morfologico, i rock glacier possono essere definiti accumuli detritici a forma di lingua, di lobo, di goccia, nettamente rilevati sul terreno circostante e sviluppati in lunghezza da alcune decine di metri fino ad alcune centinaia di metri. Proprio grazie alle loro peculiari caratteristiche queste particolari

forme dell'ambiente alpino sono in genere facilmente riconoscibili. La forma lobata viene spesso ben evidenziata anche dalla presenza di creste trasversali alternate ad avvallamenti, solcature ed ondulazioni molto simili alle cerchie concentriche (foto 3) che si trovano in prossimità dei depositi di ablazione delle fronti dei ghiacciai. La parte frontale si presenta in genere ripida, con pendenze che possono in alcuni casi superare i 40°; i materiali dell'accumulo sono costituiti da blocchi angolosi, per lo più privi di matrice in superficie, ma più ricchi di elementi fini in profondità. Gli studi compiuti negli ultimi anni hanno messo in evidenza la presenza, al di sotto della copertura detritica più grossolana, di

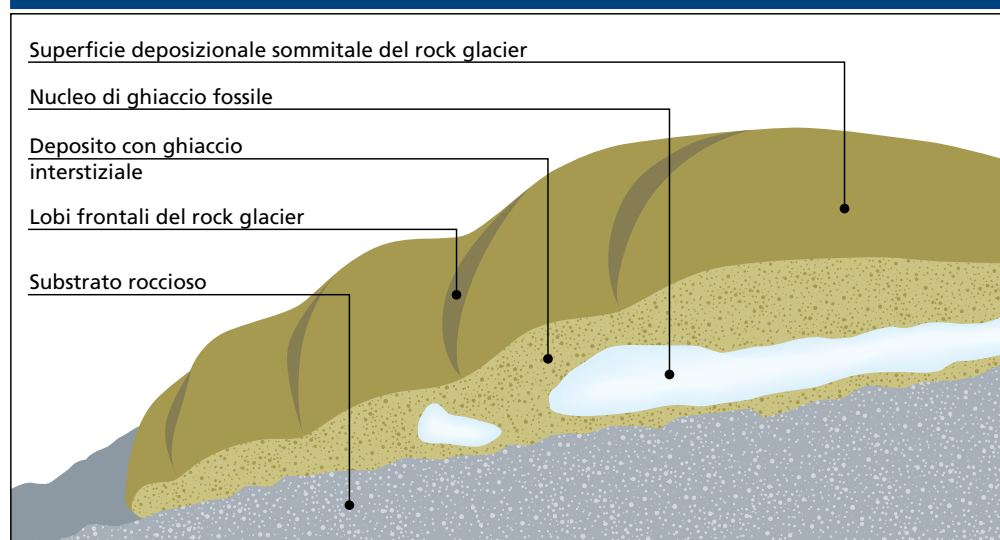
Sopra - foto 1: forme a pinnacolo modellate in breccie a cemento travertinoso (Guglia di Mezzodi).

Sotto- foto 2: la falda detritica costituita da blocchi calcareo-dolomitici ricopre uniformemente il *rock glacier* relitto alla testata del Rio Curguas.





Struttura del Rock Glacier



Sopra - foto 3: Lobo frontale, organizzato in cerchie, del *rock glacier* della Mulattier.

Sotto- figura 3: schema raffigurante la sezione longitudinale della parte frontale di un *rock glacier*.

corpi di ghiaccio a forma lenticolare e di livelli di detrito più fine congelati (figura 3). Nonostante il progredire delle ricerche, soprattutto nel campo geofisico, la natura e la provenienza del ghiaccio interno restano ancora in parte aspetti problematici. Gli Autori hanno formulato diverse ipotesi sull'origine del ghiaccio interno, ma le due ipotesi più diffuse sono quelle dell'origine glaciale (ice-cored rock glacier) e quella dell'origine periglaciale (ice-cemented rock glacier). Nel primo caso, pur non escludendo

la presenza di ghiaccio interstiziale limitatamente a qualche metro di spessore, si ritiene che il nucleo principale sia costituito da ghiaccio di origine glaciale. Il rock glacier deriva quindi dall'evoluzione di un antico ghiacciaio ricoperto da detriti. Nella seconda ipotesi si tratterebbe invece di ghiaccio che si forma per rigelo delle acque d'infiltrazione che cementa i sedimenti, oppure di ghiaccio derivante dalla compattazione di neve per valanga e detrito. È comunque ormai opinione comune di molti autori

che entrambi le ipotesi possano coesistere in quanto in condizioni climatiche che consentono l'esistenza del permafrost, anche il ghiaccio fossile da ghiacciaio può persistere a lungo.

Proprio la presenza di questo nucleo di ghiaccio interno e la frequenza delle oscillazioni termiche sopra e sotto il punto di congelamento dell'acqua sono la causa del lento e continuo movimento del rock glacier. La forma lobata indica che la velocità di movimento (di solito minore di 1 m all'anno) è maggiore nella parte centrale del corpo e diminuisce in modo graduale spostandosi verso i fianchi. Anche in questo caso sono stati proposti numerosi meccanismi per spiegare il movimento: il principale motore di questi fenomeni è da attribuire comunque alla deformazione plastica della massa di detriti e di sabbia gelata o del nucleo di ghiaccio all'interno del deposito.

Molti dei rock glacier presenti nelle Alpi non sono dotati attualmente di movimento, si tratta infatti di resti "fossili" di antichi corpi "inattivi".

I rock glacier possono rappresentare un importante indicatore paleoclimatico: queste forme si sviluppano comunemente in ambienti con caratteristiche climatiche molto specifiche. La presenza di ambienti periglaciali alpini alle nostre latitudini è da riferirsi alle ultime fasi di avanzata dei ghiacciai pleistocenici. Molte delle aree in cui è possibile osservare attualmente le caratteristiche forme degli ambienti periglaciali erano interessate in passato dalla presenza di ghiacciai. I rock glacier sono forme tipiche di un ambiente molto particolare caratterizzato da un'intensa azione dei cicli di gelo e disgelo dovuta a un particolare regime climatico per cui

i valori di temperatura media annua oscillano tra i -1 e i -3 gradi centigradi ed i valori di precipitazione media annua sono inferiori ai 1000 mm. Le zone che soddisfano tali condizioni climatiche vengono indicate con il termine di “ambiente periglaciale” che nelle Alpi persistono a fasce altimetriche con un limite inferiore pari a 2.200 m s.l.m.

PROCESSI GEOMORFOLOGICI CONNESSI ALL'AMBIENTE PERIGLACIALE

Il rock glacier, anche se il più grande e spettacolare, non è l'unico processo geomorfologico legato all'ambiente periglaciale, ve ne sono altri meno appariscenti ma altrettanto interessanti soprattutto se si rivolge l'attenzione alla loro genesi.

I fenomeni a cui si fa riferimento non sono esclusivi di questi ambienti, al contrario sono molto diffusi anche al di fuori del generico contesto montano, come quello pedemontano e collinare. Si tratta di fenomeni gravitativi di piccole dimensioni che interessano le porzioni più superficiali degli ammassi rocciosi e delle coperture detritico-colluviali:

- Crolli e ribaltamenti (rock fall e rock topple - Varnes, 1978) (figura 4):

- I crolli sono definiti come distacco da una parete sub-verticale di una porzione di roccia di dimensioni variabili che procede per caduta libera, rimbalzi, rotolamento e talvolta scivolamento;
- i ribaltamenti implicano il distacco con rotazione in avanti della parte sommitale di uno o più elementi pseudo-tabulari di roccia.

- Colamenti superficiali (shallow landslide) (figura 5) definiti come movimento assimilabile a quello di un fluido viscoso che interessa le coperture superficiali per spessori non superiori a 1.5 metri.

In particolare nell'area di interesse si osservano tre sottoclassificazioni di colamenti

superficiali:

- soliflusso/geliflusso che si manifesta con il lento movimento della coltre d'alterazione che si deforma in lobi allungati nella direzione di massima pendenza del versante. (foto 4);
- scivolamento traslativo rapido di zolle distinte costituite dalla coltre d'alterazione superficiale e da porzioni integre di cotica erbosa (Translational soil slide - Varnes, 1978) (foto 5);
- colamento estremamente fluido ed estremamente rapido della coltre d'alterazione superficiale in cui il materiale viene trasportato in sospensione (Disintegrating soil slip - Kesseli, 1943) (foto 6).

Al di fuori di un contesto periglaciale questi fenomeni vedono



Schema raffigurante la dinamica di un crollo localizzato (a) e di un ribaltamento (b)

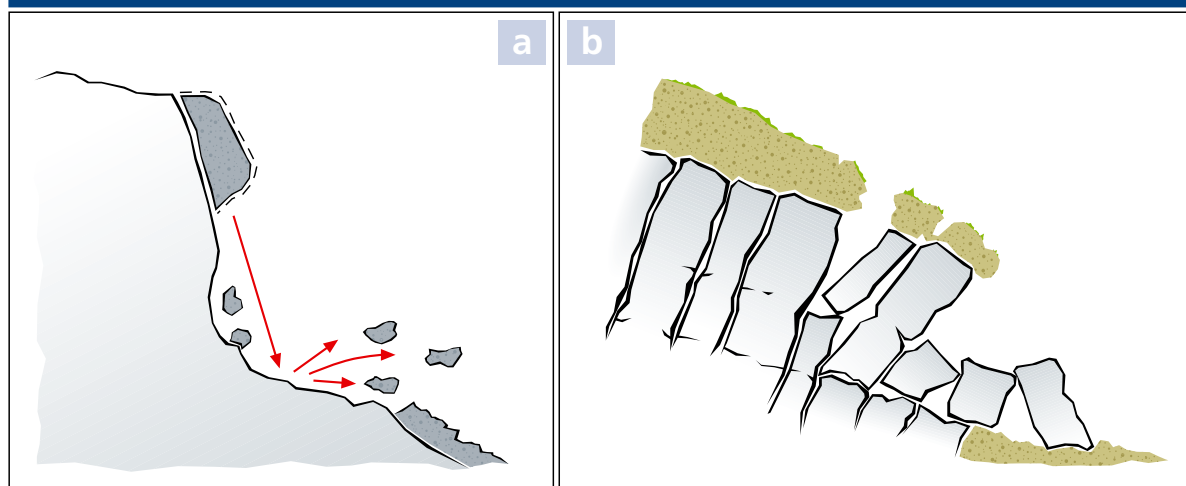


Foto 4: lobi di geliflusso (a) e lobi di soliflusso (b).

Figura 4

Geometria di un colamento per saturazione e fluidificazione della coltre superficiale

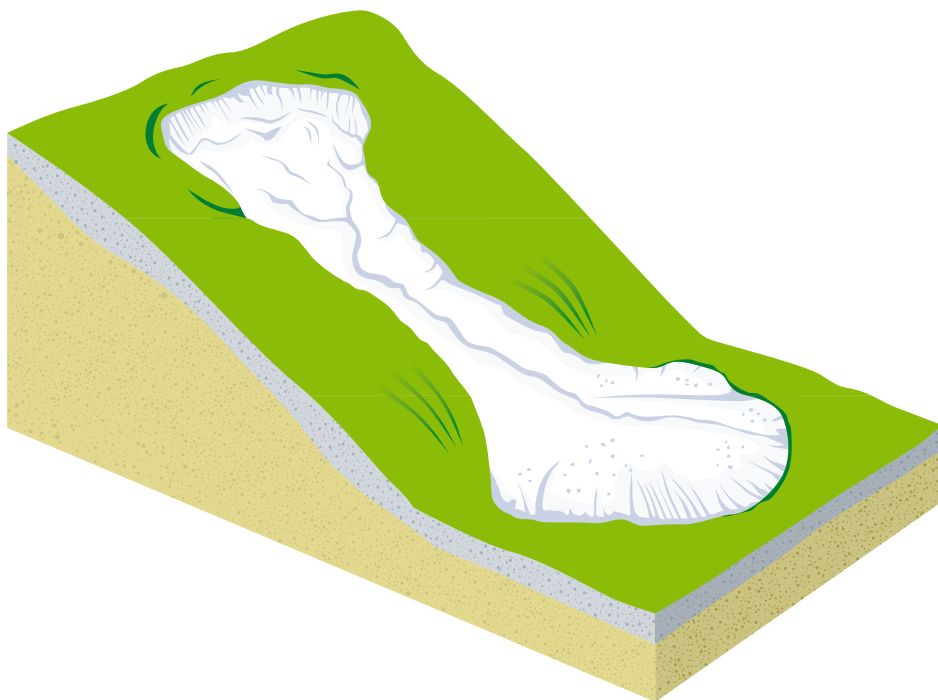


Fig. 5



Foto 5: un *translational soil slide* come evoluzione di un soliflusso.

Stazione Lago Pilone - 2290 m s.l.m.
Temperature registrate nella giornata del 10 maggio 2004



Figura 6

come causa principale del loro innesco le precipitazioni piovose o altre tipologie di apporti idrici quali ad esempio la fusione del manto nivale, mentre in condizioni periglaciali la loro genesi sfugge a questo tipo di controllo che viene sostituito unicamente da quello operato dai cicli di gelo e disgelo.

In ambiente periglaciale sono da escludersi come causa di innesco le precipitazioni piovose poiché generalmente scarse per questi ambienti e ancora più in particolare per questo settore delle Alpi Cozie settentrionali rispetto ad altri settori del Piemonte, come mostrato in Tabella 1 dove si evidenzia lo scarso regime pluviometrico che caratterizza il bacino della Dora Riparia, principale corso d'acqua delle Valli di Susa.

Anche il contributo da parte delle acque risultanti dalla fusione del manto nivale è da escludersi poiché viene rilasciata in un periodo precedente rispetto a quello in cui si verifica la fusione del ghiaccio interstiziale formante il permafrost, che risente dell'irraggiamento solare e del rialzo delle temperature in una fase più avanzata del periodo estivo. Per questo motivo l'acqua di fusione della neve non è in grado di infiltrarsi nel terreno reso ancora impermeabile per effetto del ghiaccio.

I CICLI DI GELO E DISGELO COME CAUSE DI INSTABILITÀ

Per gran parte dell'anno l'acqua ospitata all'interno delle fratture di diaclasi degli ammassi rocciosi e negli spazi intergranulari dei depositi superficiali permane allo stato solido sottoforma di ghiaccio per via dei valori di temperatura media annua che oscillano, per l'area in oggetto, tra i 2 e -1 C° (valori medi rica-

vati dall'interpolazione dei valori presenti nelle serie storiche di dati registrati della stazione meteorologica "Lago Pilone" (2.280 m s.l.m.) della Rete di Monitoraggio Regionale dell'Arpa Piemonte).

Nel periodo primaverile le temperature salgono sensibilmente nelle ore diurne mentre permangono su valori prossimi o inferiori allo 0 durante la notte (figura 6).

L'aumento di volume che l'acqua, presente nelle fratture, subisce quando passa dallo stato liquido allo stato solido è la principale causa dei fenomeni di crollo e ribaltamento. La dilatazione del ghiaccio esercita una significativa pressione sulle pareti delle fratture nell'ammasso roccioso causandone l'ulteriore apertura, mentre la fusione del ghiaccio si accompagna a decompressione e a sottrazione della funzione consolidante che il ghiaccio opera nei confronti di porzioni rocciose la cui stabilità è già fortemente compromessa. L'alternanza ciclica di questi processi è responsabile del distacco di porzioni di roccia, di dimensioni variabili, che precipitano al suolo per azione della gravità.

Per quanto riguarda i fenomeni di instabilità che interessano le coltri detritico-colluviali, la fusione del ghiaccio interstiziale, maggiormente accentuata nei livelli più superficiali dei depositi, è la principale causa di innesco di tali fenomeni.

Viene a mancare l'effetto cementante da parte del ghiaccio interstiziale e l'acqua derivante dalla fusione stessa del ghiaccio provoca l'imbibizione e il conseguente appesantimento dei livelli più superficiali (spessori di materiale inferiori ai 50 cm) della copertura detritico-colluviale rendendoli instabili con conseguente mobilitazione

per fluidificazione del terreno. Inoltre, analogamente a quanto visto per i fenomeni di crollo, le cicliche variazioni di volume subite dal terreno in conseguenza alla fusione del ghiaccio e al congelamento dell'acqua, portano ad un peggioramento delle caratteristiche geotecniche dei sedimenti e alla lacerazione della cotica erbosa rendendo ancora più instabili le condizioni del livello pellicolare dei depositi che ricoprono uniformemente il versante (foto 7).

La densità di tali processi è inoltre influenzata, all'interno del medesimo ambiente periglaciale, dall'esposizione dei versanti su cui si sviluppano. Ciò è particolarmente evidente nel caso trattato, infatti sul versante esposto a Nord-Est, versante destro del Passo della Mulattiera, i processi osservabili sono molto meno numerosi e diffusi; inoltre il rock glacier mostra segni di avanzamento (rock glacier attivo), rispetto al rock glacier esposto a Sud-Ovest che non evidenzia alcun segno di movimento (rock glacier inattivo o relitto).

Sul versante sinistro del Passo della Mulattiera, esposto a Sud-Ovest, l'accentuazione del fenomeno di saturazione in acqua del versante durante il periodo primaverile-estivo si accompagna ad una maggiore densità di fenomeni franosi (foto 8).

PROCESSI GEOMORFOLOGICI CON EFFETTI CONSERVATIVI E DISTRUTTIVI

Anche se i processi gravitativi fin'ora descritti sono accomunati dalle medesime cause di innesco, va fatto presente che non tutti giocano un ruolo sfavorevole alla conservazione del paesaggio periglaciale.

Si possono infatti osservare due



tipi di conseguenze sul paesaggio in funzione delle due principali tipologie di fenomeni franosi considerati.

I crolli e i ribaltamenti ricoprono un ruolo conservativo nei confronti del rock glacier. Le porzioni di roccia che cadono al suolo vanno a costituire uno spesso deposito detritico che svolge una funzione di isolante termico nei confronti del terreno che va a ricoprire. In tal modo riduce sensibilmente gli scambi termici tra aria e suolo e non ne permette l'irradiazione solare diretta, impedendo così l'eccessiva fusione del permafrost in periodi caratterizzati da temperature di molto superiori a valori inferiori o prossimi allo 0.

Le frane superficiali sono invece causa della progressiva esposizione di livelli sempre più profondi della copertura detritica-colluviale all'azione

Foto 6: Versante interessato da alcuni fenomeni di *disintegrating soil slip*.

Foto 7: lacerazioni nella coltre superficiale ad opera dei cicli di gelo e disgelo.

degli agenti atmosferici, che ne favoriscono la continua degradazione, anche in considerazione del fatto che, in ambienti freddi e d'alta quota, la copertura erbosa stenta a ricostituirsi. Inoltre i lobi di geliflusso, caratterizzati da un lento avanzamento in condizioni periglaciali stabili, possono trasformarsi in soliflussi (sostituzione del ghiaccio interstiziale con acqua) che per periodi prolungati caratterizzati da va-

lori anomali di alta temperatura, possono ulteriormente mutare in colamenti superficiali ad evoluzione più rapida che portano all'obliterazione integrale degli originari lobi di geliflusso con un conseguente danno alla bellezza del paesaggio.

In entrambi i siti sono evidenti le diverse conseguenze legate ai due tipi di fenomeni, soprattutto per il sito del rock glacier della Mulattiera (figura 7).

Il versante destro, ai piedi delle pareti rocciose del massiccio carbonatico della Grand Hoche-Grand Argentier, è completamente coperto, come anche il fianco destro del rock glacier, da un uniforme corpo di detrito di falda costituito da blocchi calcareo-dolomitici, mentre sul versante sinistro si sviluppa una copertura detritico-colluviale a spese del substrato in calcescisti (foto 9). I lobi di geliflusso sono osservabili esclusivamente sul versante destro, mentre sul versante sinistro sono diffusamente presenti fenomeni di colamento superficiale ed il profilo del versante mostra rigonfiamenti ed avvallamenti legati a processi di tipo crionivale.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia la Provincia di Torino, l'Assessorato alla Pianificazione Territoriale - Servizio Difesa del Suolo, il CNR-IRPI e il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino per l'introduzione e la promozione dei Geositi nelle Alpi torinesi.

Si ringrazia l'agenzia di grafica "io" di Torino per il contributo offerto nella realizzazione dei contenuti iconografici.



Foto 8: il versante sinistro del Passo della Mulattiera, esposto a S-E, mostra un'alta densità di fenomeni franosi superficiali.

Foto 9: sezione trasversale alla testata del Rio della Sanità, visione da monte verso valle. Si notino le diverse caratteristiche dei versanti al contorno del Rock glacier della Mulattiera (1). Il versante destro (3) è completamente ricoperto da detrito di falda, mentre sul sinistro (2) si manifestano i colamenti superficiali.



I Geositi

I siti geologico-geomorfologici di particolare importanza sono definiti con il termine "geotipo" dalla nomenclatura di origine tedesca (Stürm, 1994), o "geosito", dalla nomenclatura di origine anglosassone (Wimbledon, 1995).

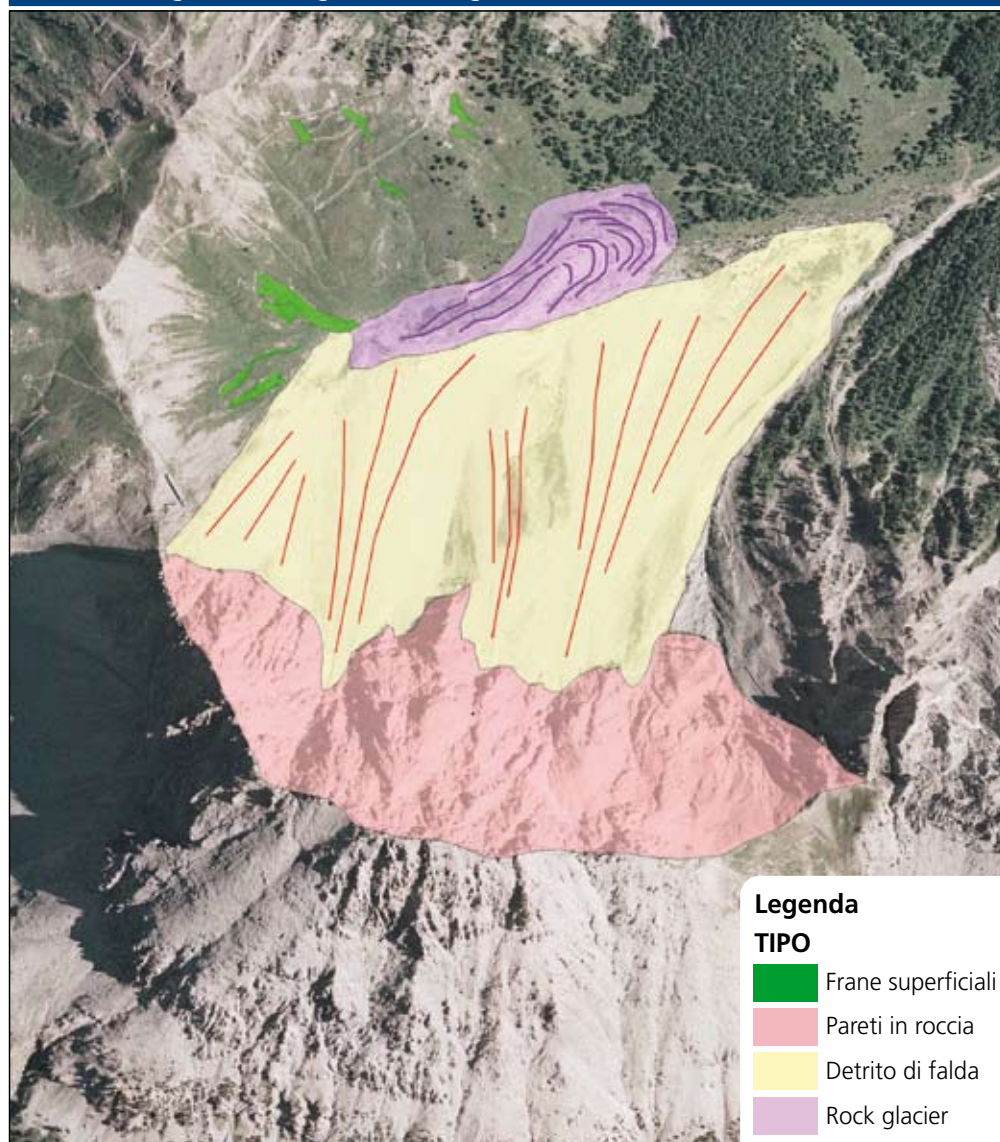
I geotipi sono parti di paesaggio costituenti un patrimonio geologico-geomorfologico prezioso e vulnerabile. Essi devono essere salvaguardati da tutti gli interventi che possono alterarne le caratteristiche e la naturale evoluzione.

I geositi definiscono invece una qualsiasi area in cui è possibile riscontrare uno o più elementi geologico-geomorfologici di particolare interesse.

Entrambe le definizioni indicano un oggetto di interesse ambientale e culturale da salvaguardare, differiscono solamente nella estensione territoriale considerata. Il concetto di geosito abbraccia una porzione di territorio che racchiude diversi aspetti di interesse geologico-geomorfologico, mentre il geotipo fa riferimento ad un preciso elemento distinto dal paesaggio che lo circonda per peculiarità di carattere geologico o geomorfologico.

Geological Monument (monumento geologico) e Heart Heritage Site (sito del patrimonio terrestre) (Joyce, 1994) sono altri modi per indicare ciò che in una cultura moderna deve necessariamente essere un patrimonio culturale da condividere e preservare.

Carta geomorfologica di dettaglio della testata del Rio della Sanità



Legenda TIPO

- Frane superficiali
- Pareti in roccia
- Detrito di falda
- Rock glacier

(ricavata dall'elaborazione dell'ortofotocarta 153160 del Volo Toroc 2002)

© copyright Comitato per l'Organizzazione dei XX Giochi Olimpici Invernali - Torino 2006 - Tutti i diritti riservati.

BIBLIOGRAFIA

- Cruden D. M. & Varnes D.J. 1996. Landslides types and processes. In Turner A.K. & Schuster R.L. (eds), Landslides Investigation and Mitigation, Special Report 247, National Research Council, Transportation Research Board: 36-75.
- Giardino M. e Mortara G. (ed.) (2004). I geositi nel paesaggio della Provincia di Torino. Pubblicazione del Servizio Difesa del Suolo della Provincia di Torino (Coordinatore Progetto: D. Aigotti). 2 volumi, 3 carte. Litografia GEDA, Nichelino.
- Joyce E. B. 1994. Assessing the significance of geological heritage sites: from the local level to world heritage. Actes du premier Symposium International sul la Protection du patrimoine geologique, in "Mem. Soc. Géol. de France", n.s., 165, pp 93-95.
- Varnes D.J. 1978. Slope movements types and processes, in Schuster R.L. and Krizek R.J. Ed., "Landslides analysis and control". Transportation Research Board Sp. Rep. No. 176, Nat. Acad. of Sciences, p. 11-33, Washinton.
- Wimbledon W. et al. 1995. The development of methodology for the selection of British geological site for conservation: Part 1. - Modern Geology, 20, 159-202.
- Smiraglia Claudio 1992. Guida ai ghiacciai e alla glaciologia, p. 47-50. Zanichelli Editore Bologna.
- Stürm B. 1994. Integration de la protection du patrimoine géologique l'aménagement du territoire en Suisse. Actes du premier Symposium International sul la Protection du patrimoine geologique, in "Mem. Soc. Géol. de France", n.s., 165, pp 93-95.
- Kesseli L. E. 1943. Disintegrating soil slip of the Coast Ranges of Central California, Journ. Geology Boll. 51 (5), p. 342-352, Chicago.





I° CORSO DI FORMAZIONE ED AGGIORNAMENTO PER PREVISORI VALANGHE AINEVA

Il 26 e 27 luglio 2005 si è tenuto ad Arabba il 1° corso di formazione ed aggiornamento per previsori valanghe AINEVA. L'obiettivo principale del meeting è stato quello di fornire ai tecnici che si occupano di previsione presso gli uffici aderenti ad AINEVA un adeguato aggiornamento tecnico relativamente ad alcuni aspetti di notevole rilevanza per l'attività di redazione dei bollettini e la valutazione del pericolo valanghe.

La prima giornata dei lavori è stata dedicata completamente alle metodologie di funzionamento del modello di simulazione della struttura del manto nevoso SNOWPAK messo a punto dal dr. M. Lehning presso l'Istituto Federale per lo studio della neve e delle valanghe di Davos ed alle esperienze riguardo la sua sperimentazione eseguita nei Centri valanghe di Arabba e Bolzano.

Il metodo mira a riprodurre fedelmente, basandosi esclusivamente sui dati provenienti da centraline automatiche, l'evoluzione delle temperature del manto nevoso e la struttura interna dello stesso, definendone così le proprietà fisiche e meccaniche quali ad es. la tipologia dei cristalli di neve di cui è composto, la densità degli strati, l'eventuale presenza di strati deboli al suo interno.

Il sistema è stato illustrato direttamente dal dr. Lehning, che ha potuto così ampiamente soddisfare tutte le curiosità dei presenti.

La seconda giornata dei lavori è stata introdotta dalla relazione dell'arch. Tecilla, il quale ha sviluppato i temi legati alle necessità di adeguamento dell'attività previsionale e valutativa in tema neve e valanghe, con riferimento alle particolari esigenze della Protezione Civile.

In particolare Tecilla ha approfondito gli aspetti organizzativi e metodologici connessi alla progressiva entrata in operatività del sistema di allertamento nazionale basato sui Centri Funzionali attivi presso le Regioni e Province Autonome, ed i riflessi di tale rinnovamento

sulle procedure tecniche di redazione dei bollettini valanghe.

Il resto della giornata è stato poi interamente dedicato al confronto diretto tra i previsori su tematiche puramente tecniche riguardanti la difficoltà di interpretazione della scala di pericolo in determinate situazioni nivometeorologiche e la conseguente difficile collocazione di determinate situazioni all'interno della stessa. A tal proposito è stata evidenziata la difficoltà di rappresentazione di situazioni che si trovano al limite tra il grado di pericolo 1 e 2 nonché tra il grado 2 e 3, temi peraltro già evidenziati anche in ambito internazionale durante la riunione degli uffici valanghe europei tenutasi a Davos nel mese di maggio u.s.. Gli argomenti affrontati in quell'incontro sono stati ripresi in questa sede: infatti uno dei temi dominanti del meeting è stato l'armonizzazione del contenuto dei bollettini emessi dagli Uffici valanghe AINEVA, per quanto riguarda sia la struttura da assegnare ai documenti sia la simbologia da usarsi al fine di rendere sempre più chiare e comprensibili le informazioni in essi contenute; altro tema centrale è stato l'utilizzo della "matrice bavarese" quale ausilio per la determinazione del grado di pericolo valanghe.

Visti i risultati positivi ottenuti da questo primo corso di aggiornamento per previsori, non si esclude che in futuro eventuali altre edizioni possano essere aperte anche ai previsori valanghe operanti presso strutture non AINEVA.

Daniele Moro

Coordinatore del gruppo previsori AINEVA



PRESENTATI IN ITALIA I RISULTATI DEL 13° MEETING DEI SERVIZI DI PREVISIONE VALANGHE EUROPEI

Il 21 luglio 2005, presso la sede dell'AINEVA, a Trento, si è tenuto un incontro informativo nel corso del quale i tecnici dell'AINEVA hanno presentato i risultati raggiunti nel 13° incontro dei servizi di previsione valanghe europei tenutosi a Davos nei giorni 26-27 maggio 2005 al quale l'AINEVA ha partecipato in rappresentanza dei servizi valanghe italiani.

All'incontro di Trento erano presenti i responsabili delle principali organizzazioni che in Italia si occupano delle problematiche legate alla previsione valanghe, sia

in qualità di produttori delle informazioni (METEOMONT, CFS) sia in qualità di utenti (CAI, Guide Alpine). Le novità introdotte e illustrate nell'incontro hanno riguardato principalmente la scala europea del pericolo di valanghe come strumento comune di rappresentazione del pericolo di valanghe sul quale è basata oggi l'armonizzazione delle informazioni che vengono diffuse nei diversi Paesi europei.

In particolare è stata presentata la Matrice bavarese, quale nuovo strumento logico di supporto alla previsione valanghe, nonché le modifiche introdotte nella scala europea del pericolo di valanghe, specie in relazione al Grado 1 e nelle varie definizioni adottate nella scala (dimensioni delle valanghe, sovraccarico ecc.).

Sono state inoltre rese note le richieste inoltrate ai Servizi valanghe europei dalla Federazione internazionale delle Associazioni delle Guide Alpine, richieste che mirano ad un miglioramento dei prodotti previsionali attraverso un più efficace scambio di informazioni fra Guide Alpine e Servizi Valanghe, anche attraverso una reciproca partecipazione ai corsi di formazione.

Un aspetto particolare della presentazione ha riguardato infine le modalità di rappresentazione del pericolo di valanghe in situazioni primaverili, quando il grado di pericolo cambia nel corso della giornata. Ai presenti è stato richiesto di adottare, nei rispettivi ambiti di competenza, i nuovi strumenti e le nuove definizioni con lo scopo di arrivare, attraverso un linguaggio comune, ad una maggior armonizzazione sia dei prodotti, sia dei criteri di interpretazione degli stessi. La giornata si è infine conclusa con una proficua discussione sull'utilità e i limiti della scala europea del pericolo di valanghe.

Tutte le novità introdotte nonché il glossario multilingue sono consultabili sul sito internet dei Servizi di previsione valanghe europei: www.avalanches.org.

Anselmo Cagnati

ARPAV Centro Valanghe Arabba



COSTITUITO DAL DIPARTIMENTO DELLA PROTEZIONE CIVILE IL NUOVO GRUPPO TECNICO PER IL SETTORE NEVE E VALANGHE

Il 22 luglio scorso si è tenuto a Bolzano,

presso la sezione Meteomont del Comando Truppe Alpine, il primo incontro del "Gruppo tecnico settore neve e valanghe" recentemente istituito dal Dipartimento Nazionale della Protezione Civile.

Il Gruppo tecnico avrà il compito di definire le modalità di scambio dei dati rilevati dalle diverse Amministrazioni che si occupano di nivologia sul territorio nazionale e di elaborare una scala di criticità comune relativamente al pericolo valanghe, al fine di realizzare un'attività coordinata di previsione, monitoraggio, sorveglianza ed allertamento al manifestarsi del rischio legato alla neve e alle valanghe.

Un obiettivo importante per il cui raggiungimento si impegneranno le diverse strutture rappresentate nel Gruppo Tecnico. In questo nuovo organismo sono infatti riunite sotto il coordinamento del Dipartimento Nazionale della Protezione Civile, le diverse componenti presenti in Meteomont, la Regione Abruzzo in qualità di capofila per la protezione civile ed AINEVA in rappresentanza delle Regioni e Province Autonome dell'Arco Alpino.

Con questa iniziativa, accolta da AINEVA con molto interesse, si compie un altro significativo passo nella direzione di una auspicabile standardizzazione delle procedure tecniche di monitoraggio e valutazione in campo nivometeorologico a supporto di una sempre più efficace azione di prevenzione dei pericoli di valanga estesa all'intero territorio nazionale.

Giorgio Tecilla

Resp. Tecnico AINEVA



SIGLATA LA CONVENZIONE TRA L'AINEVA E LA PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI - DIPARTIMENTO PROTEZIONE CIVILE.

Il giorno 17 agosto, ad Aosta, il Presidente di AINEVA, dott. Alberto Cerise, Assessore al Territorio, Ambiente e Opere Pubbliche della Regione Autonoma Valle d'Aosta, alla presenza del rappresentante del Dipartimento della Protezione Civile, ha sottoscritto la Convenzione tra la Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento della Protezione Civile e AINEVA, finalizzata a regolamentare lo sviluppo delle attività di assistenza tecnico-scientifica e di formazione nel campo della prevenzione del rischio neve e valanghe, che la nostra Associazione curerà nel prossimo triennio

per conto del Dipartimento.

Questo prestigioso incarico affidato ad AINEVA, si colloca nell'ambito delle iniziative che il Dipartimento svolge per garantire la promozione di studi e ricerche e lo sviluppo di prodotti per l'ottimale funzionamento della rete dei Centri Funzionali e per far progredire complessivamente la capacità di previsione e prevenzione del sistema della protezione civile nel tempo reale. In questo contesto, AINEVA si occuperà della:

- elaborazione di proposte tecnico organizzative relative alle procedure di allertamento connesse al pericolo di valanghe attraverso la definizione di metodi e strumenti: per la previsione delle situazioni di criticità, per la delimitazione delle zone e dei livelli d'allerta, per la prefigurazione degli scenari d'evento, per l'individuazione delle soglie di criticità; per la definizione di procedure di monitoraggio per la vigilanza sul rischio valanghivo e per l'allertamento;
- elaborazione di proposte tecnico organizzative utili per la realizzazione di piani di intervento per la protezione civile in caso di situazioni di criticità da valanga (linee guida per la gestione delle situazioni di criticità per la viabilità invernale e per le aree montane urbanizzate esposte a rischio);
- formazione professionale di tecnici e operatori del settore della protezione civile in materia di nivologia, dinamica delle valanghe, metodologie di gestione del rischio valanghivo, opere di difesa dalle valanghe.

Giorgio Tecilla
Resp. Tecnico AINEVA



ABSTRACT

THE EXCEPTIONAL SNOWFALLS IN THE WINTER 2005 IN CENTRAL ITALY: METEOROLOGICAL AND NIVOLOGICAL ANALYSIS OF EVENT

M. Fazzini, D. Lanzarone, V. Romeo, M. Gaddo and P. Billi

The aim of this study was to analyse the meteorological conditions and the related phenomena that characterised last winter in central Italy. In such area, last winter turned out to be one of the snowiest and coldest of the last century, especially in hills and lowland elevations, with widespread snowfalls that affected both sides of the Italian peninsula, also covering cities such as Rome and Naples. The persistence for more than two months, from January to March, of a negative NAO, jointly with remarkably intense stratwarming processes, determined such meteoroclimatic anomalies. From the analysis of the synoptic and nivometric conditions, the types of circulation that can cause snowfalls on the Tyrrhenian side of the peninsula, commonly characterised by mild climate and unusual snowfalls, were determined.

THE TRAINING FIELD FOR THE SEARCH FOR AVALANCHE BURIED PEOPLE

M. Valt and R. Zasso

In the alpine range, many avalanche accidents take place every winter with about a hundred casualties. Prevention therefore plays a fundamental role, from the viewpoint of reducing the event probability (avalanche warning bulletins

and specific training), and immediate intervention in case of accident. It is in fact well known that within the first 15 minutes since when the accident has happened there is a high probability of finding buried persons still alive. Shovel, probe and ARVA transmitter therefore represent the indispensable equipment for self-rescue.

The CAI avalanche service, in collaboration with the 3 Valli-Col Margherita ski area and the Centro Valanghe of Arabba, has thus set up a training field in Falcade (Belluno) for the use of ARVA transmitters for searching avalanche buried people. The training field, where Easy Searcher 3 devices are used, was set up in order to meet the "practising" needs in using self-rescue equipment.

A REGIONAL APPROACH FOR THE ESTIMATE OF AVALANCHE FRACTURE HEIGHTS FOR DYNAMIC CALCULATION OF AVALANCHES

A. Riboni, B. Sovilla, D. Bocchiola and R. Rosso

The dynamic calculation of avalanches

for determined return periods requires the determination of a fracture height as an input. This value is usually estimated using statistical distribution of extreme values, whose definition requires the knowledge of the maximum snowcover depth values for several years. Given the scarcity of data on snow accumulation (only some ten years), especially in relation with the return periods considered, i.e. 300 years, in some cases the distribution values obtained may not be too reliable. The article proposes a regional method, with an "index height", to determine the fracture height value for a determined return period, based on the combined use of the snowfall data recorded by the stations in Lombardy in the last ten years. This approach allows operators to carry out an estimate based on more extended samples compared with conventional local methods (up to 140 years of equivalent data). The subdivision of Lombard Alps into regions taken from previous studies has been adopted. Operators have determined the regional growth curves, which show an EV1 (Gumbel) distribution model and enable a reliable estimate of expected fracture heights for a return





SIVA, THE AVALANCHE INFORMATION SYSTEM A WEBGIS service of ARPA Piemonte to support territorial planning

M. Cordola, M.C. Prola, E. Bonansea, R. Pispico, G. Papa and C. Rostagno

Having an efficient instrument for having access to the documents on the problems linked to avalanche effects is of fundamental importance for the technical departments of regional and local authorities dealing with alpine territorial planning and management.

Until not too long ago, in Piedmont the availability of organic data on avalanches was only limited to some studies in specific alpine valleys and the documents taken from "Archivio Storico-Topografico delle

Valanghe Italiane", published by Prof. C. Capello in 1977 for the Cuneo province and in 1980 for the Turin area.

Concurrently with the setting up of the regional snow and avalanche service in 1983, in Piedmont a permanent survey of avalanches was promoted through the adoption of special files, also adopted for the whole Italian alpine range, in the context of the interregional coordination activities carried out by AINEVA. In 1993 the meteorohydrographic service of Regione Piemonte, whose tasks were transferred to ARPA Piemonte with the regional law 28/02, started to draw up probable avalanche location maps following the standards adopted by AINEVA.

Thanks to collaboration between ARPA Piemonte and the land protection service



the Swiss institute for the study of snow and avalanches of Davos. A sensitivity analysis of the main variable parameters for simulations was carried out, focusing on fracture heights. Calculated runoff distances, upon which definition of danger zones is based, were also evaluated in relation with the variation of these heights. This procedure shows how zoning depends on the input in terms of estimated fracture height for a determined return period. The regional method can therefore lead to a more reliable estimate of these heights, mainly for extended return periods, therefore ensuring improved reliability in defining danger zones.

ESTIMATE OF SNOW DENSITY KNOWING GRAIN SHAPE AND HARDNESS

M. Valt and A. Cagnati

When examining the snowcover or when having to deal with snow layers of low thickness, snow density often needs to be estimated. The measurement of snow density is in fact important in order to calculate snow load on weak layers and to determine the liquid water content inside the snowcover.

This article shows the first results concerning the snow density estimate when knowing the shape of grains and the snow layer hardness. The work was carried out considering 17,702 snow layers from 2,404 snow profiles carried out in 21 snow and weather stations in the Dolomiti and Veneto Prealps in the 1980-2000 period.



of the Turin province, it was possible to gather, manage and circulate cartographic information on more than 1,300 avalanche sites in the province, through the use of GIS systems.

The latter are now one of the main tools for the management, calculation and analysis of environment information, thanks to their specific ability to represent and model complex natural phenomena in the space.

The data included in the SIVA information system is part of the technical documents enclosed to the Territorial Plan of the Turin province, within which all regulations concerning hydrogeological problems and mainly avalanche prone zones are being integrated in accordance with what established by the laws of the hydrogeological plan drawn up by the Po river authority.

THE FLOATING WORLD OF GLACIERS

G. Badino

In the last ten years, speleological explorations have also been including glaciers. Already in the middle of the 19th century it was well known that streams form on the large glaciers that, after only some hundreds metres, flow into pits that have formed in the ice mass and then reappear as one stream at the glacier front, thus revealing the existence of an inner drainage structure underneath ice. At that time, those holes were considered "caves", but the techniques then available did not allow for their exploration.

Then, in the mid-1980s, several groups of speleologists started to explore these caves in glaciers all over the world, in the end being able to characterise the general karst phenomena occurring in glaciers.

These processes are made even more important by the current climate conditions where ice masses are in clear unbalance with the environment.

In fact, due to decrease of precipitation, many glaciers have almost become still, and the drainage grid is no longer an equilibrium structure that is regenerated by going upstream at the same speed with which the glacier moves downstream. The risk situation is linked to the possibility that the water deposits retained by the glacier downstream are released following the general shrinkage of ice surfaces, thus making the whole ice mass unstable.

The periglacial environment at the Mulattiera pass in upper Susa valley SLOPE INSTABILITY IN PERIGLACIAL ENVIRONMENT

Freeze and melt cycles as the cause of some geomorphologic processes

D. Tiranti, F. Bosco, L. Mensio, M. Ponzone and L. Lanteri

The article describes the main instability processes that take place in periglacial environment. The Mulattiera pass area, located between Oulx and Bardonecchia (upper Susa valley, Turin), has been included in the project named "Geosites of Turin province" right for the presence of some peculiar geomorphologic elements typical of the periglacial environment that are part of a very pleasant landscape.

One of the most characteristic forms is certainly the rock glacier of Mulattiera, but this is not the only geomorphologic process linked to the periglacial environment, as other less visible but equally interesting processes also occur, mainly when considering their origin. These are little gravitational phenomena that involve the superficial parts of the rock masses and the detrital-colluvial deposits: falls and topples, soil creep and fast flowing of the surface layer. These geomorphologic phenomena, although being less characteristic, decidedly contribute to the morphogenetic evolution of the landscape where they take place.

