PERMAAFROST NEL BACINO DEL Studio sulla distribuzione potenziale del permafrost mediante l'utilizzo del modello Alpine3D

Anselmo Cagnati e Andrea Crepaz ARPAV - Centro Valanghe, Arabba, BL

> Federico Carollo SWF - Studio Deuville, VI

Michael Lehning e Ingo Völksch

WSL, Istituto federale svizzero per lo studio della neve e delle valanghe SLF, Davos, CH

Una delle conseguenze più gravi dei cambiamenti climatici in atto, che si sono manifestati con un aumento della temperatura particolarmente evidente a partire dagli anni '80 del secolo scorso, è stata la degradazione del permafrost nelle zone di alta montagna che ha avuto come conseguenza una destabilizzazione dei versanti. Tutti i modelli climatici su scala globale prevedono che questo trend sia destinato a continuare anche nel XXI secolo e per tale ragione gli studi sulla presenza attuale e sui cambiamenti nella distribuzione futura del permafrost sono di fondamentale importanza anche ai fini di comprendere meglio i rischi di natura idrogeologica nelle zone di alta montagna. Il presente lavoro riguarda l'applicazione del modello Alpine 3D, sviluppato dall'Istituto Federale Svizzero per lo studio della neve e delle valanghe, per l'individuazione delle potenziali aree a permafrost nel bacino del torrente Cordevole su una superficie di 1650 km². I risultati della simulazione hanno evidenziato che, nell'attuale fase climatica (integrazione dei dati su 15 anni dal 1989 al 2004) la superficie totale a permafrost potenziale (probabile e possibile) sull'area esaminata assomma a 32.2 km² e che, partendo dalla condizione climatica che ha caratterizzato l'estate 2003, particolarmente calda, e ipotizzando il perdurare di dette condizioni, in 8 anni la superficie a permafrost si ridurrebbe a 1.68 km².

CORDEVOLE

IL PERMAFROST ALPINO

Il termine permafrost è stato introdotto da Muller nel 1947 per definire un qualsiasi terreno che rimane al di sotto della temperatura di 0°C per più di un anno. Il permafrost definisce quindi uno stato fisico del terreno dipendente dalla temperatura e dal tempo e non dalle sue caratteristiche litologiche e tessiturali. Esso è quindi la conseguenza di lunghi periodi caratterizzati da basse temperature invernali e relativamente brevi periodi di disgelo estivo che non consentono il completo scongelamento del terreno. Nelle aree caratterizzate dalla presenza di permafrost, durante la stagione estiva, la temperatura della parte più superficiale del terreno può trovarsi al di sopra di 0°C determinando quindi un temporaneo sconge-



Fig. 2 - La frana valanga della Brenva del 18 gennaio 1997.



lamento di uno strato di terreno più o meno spesso che viene definito strato attivo (Fig. 1). Più del 25% della superficie del pianeta è occupata da permafrost; le maggiori estensioni si trovano ovviamente nelle regioni polari (Antartide) e sub-polari della Federazione Russa, del Canada e dell'Alaska, sugli alti plateau del Tibet anche se, essendo un fenomeno di natura climatica. interessa gran parte delle catene montuose della terra. Nel permafrost alpino, o di ambiente montano, l'effetto microclimatico determinato da guota, esposizione, durata e spessore di neve al suolo diventa di fondamentale importanza nel determinarne la presenza e la distribuzione più o meno continua. In alta montagna il permafrost si forma sia su roccia solida sia su materiali sciolti (conoidi detritiche, morene) che sul terreno in generale. L'importanza del permafrost alpino dipende dal fatto che esso costituisce un formidabile collante naturale: l'acqua gelata salda in unico blocco detriti e frammenti di roccia contribuendo alla stabilità dei versanti. Essendo un fenomeno di natura climatica, è evidente che il permafrost è fortemente sensibile ai cambiamen-



ti climatici in atto; l'aumento della temperatura determina infatti uno scioglimento totale o parziale del ghiaccio con conseguente perdita di resistenza interna e innesco di fenomeni di soliflusso o di crollo. La degradazione del permafrost è stata individuata come concausa di diverse catastrofi naturali avvenute negli ultimi decenni sulle Alpi come ad esempio, per citare solo alcuni esempi eclatanti, la colossale frana della Val di Pola che nel 1987 provocò la morte di 27 persone, o la frana-valanga della Brenva che nel 1997 causò la morte di 2 persone (Fig. 2). Tutti i modelli climatici a scala globale prevedono un significativo ulteriore aumento delle temperature nel corso del XXI secolo con variazioni generalmente crescenti alle alte altitudini e latitudini e consequente ulteriore degradazione del permafrost. L'impatto del riscaldamento potrà quindi essere severo con associati fenomeni di instabilità dei versanti anche nelle regioni montane a basse latitudini (Harris e al., 2001). Con l'espansione del turismo, delle vie di comunicazione, delle centrali idroelettriche ecc. in zone potenzialmente sensibili, le conoscenze e la comprensione dei potenziali futuri cambiamenti nella distribuzione del permafrost diventano quindi essenziali (Haberli, 1992). La presenza e la distribuzione del permafrost possono essere determinati in vari modi, sia attraverso metodi diretti che prevedono misure in campo (es. BTS), sia attraverso metodi indiretti attraverso l'utilizzo di modelli. Il presente lavoro riguarda una particolare applicazione del modello Alpine 3D sviluppato dall'Istituto Federale Svizzero per lo studio della neve e delle valanghe, per l'individuazione delle potenziali aree a permafrost.

Neve Nalanghe 84

AREA DI STUDIO

Lo studio è stato condotto nel bacino del torrente Cordevole, maggior affluente del fiume Piave, ubicato nelle Alpi orientali in provincia di Belluno (Fig. 3). Il bacino ha un'area di 829.20 km², l'altitudine massima è di 3330 m (Marmolada), la media di 1500 m e la minima di 196 m alla confluenza con il Piave.

La composizione geologica appare variegata, con prevalenza del substrato dolomitico (36%), cui si accompagnano sciolto (22%), magmatico (16%), localizzato nella parte alta, e Arenaceo del Mesozoico (14%). La superficie boscata è pari al 67% (i boschi di conifere ricoprono poco meno di un terzo della superficie), non trascurabili sono gli elementi tipici di alta quota, mentre minime sono le aree antropizzate (1%).

A cavallo dei limiti idrografici del bacino si trovano alcuni fra i principali gruppi montuosi dolomitici come il Sella, la Marmolada, le Pale di San Martino, il Civetta e il Pelmo. La superficie glacializzata è modesta con apparati di dimensioni comprese tra 0.01 e 2 km² (il ghiacciaio di maggior estensione è il Ghiacciaio Principale della Marmolada con 2 km², Fig. 4).

I principali gruppi montuosi sono ubicati a cavallo dei limiti idrografici del bacino tuttavia, per omogeneità di elaborazione, essi sono stati considerati per intero e quindi parte delle zone a permafrost individuate, in realtà ricadono al di fuori di suddetti limiti. Così, ad esempio, il gruppo della Marmolada, oltre che nel bacino del Piave ricade in parte nel bacino dell'Avisio tuttavia nelle elaborazioni, per dare una continuità cartografica al tematismo oggetto di studio, il massiccio è stato considerato alobalmente.

IL MODELLO ALPINE 3D

Alpine3D è un modello idro-meteorologico complesso sviluppato dall'Istituto Federale Svizzero per lo studio della neve e delle valanghe di Davos che simula, in dettaglio, i processi superficiali nelle aree alpine e sub-alpine (Lehning e al., 2006). Il cuore del modello è costituito da un modulo tri-dimensionale che simula il bilancio radiativo utilizzando un approccio "view factor" per calcolare la radiazione ad onda corta e la radiazione ad onda lunga su un terreno complesso, inclusa la radiazione ad onda corta riflessa e la radiazione ad onda lunga proveniente dal terreno circostante (Fierz e al., 2003) e da un modulo di trasporto della neve adeguato al terreno alpino ripido che simula i processi di ridistribuzione della neve (quest'ultimo modulo non è stato utilizzato nell'applicazione descritta nel presente articolo). I processi atmosferici sono quindi collegati con un modello unidimensionale denominato SNOWPACK che, nella sua implementazione originale, è il modello di simulazione del manto nevoso utilizzato dall'SLF e che tratta, in modo molto dettagliato,

i processi energetici e gli scambi di massa che avvengono nel manto nevoso e nel suolo. Recentemente, a SNOWPACK è stato aggiunto un modulo che considera l'influenza della vegetazione e quindi SNOWPACK include processi quali la traspirazione, l'intercettazione della precipitazione. Per applicazioni idrologiche, e al fine di completare il modello Alpine3D, al modello SNOWPACK è stato accoppiato il Fig. 4 - Il ghiacciaio Principale della Marmolada: la foto, ripresa il 30 giugno 2003, mostra la neve stagionale quasi completamente scomparsa anche nella parte alta del ghiacciaio. La condizione climatica dell'anno 2003 è stata presa come riferimento per ipotizzare lo scenario futuro.

Inquadramento geografico del bacino del Cordevole





85 Nalanghe

Elenco stazioni nivometeo e pluviometriche con relativi parametri e durata delle serie

	(ia. temperatura ana, vv							
	Stazione	Altitudine (m s.l.m.)	Parametri	Durata serie				
	Monte Lisser	1428	Ta, VV, Ur	1987/2003				
	Malga Losch	1735	Ta, VV, Ur, Rg	1989/2004				
	Col dei Baldi	1900	Ta, VV, Ur, Rg	1987/2004				
	Cima Pradazzo	2200	Ta, VV, Ur, Rg	1986/2004				
	Monti Alti Ornella	2250	Ta, VV, Ur, Rg	1985/2004				
	Ra Vales	2615	Ta, VV, Ur	1993/2004				
	Sospirolo	520	Р	1985/2004				
	Agordo	578	Р	1985/2004				
	Caprile	1008	Р	1985/2004				
	Arabba	1645	Р	1985/2004				

Fig. 5

Fig. 6

Parametrizzazione del sottosuolo in Alpine 3D Il contenuto di ghiaccio iniziale è posto uguale a 0% e la temperatura iniziale a 0°C sia per la roccia che per il suolo. Il valore di densità relativo al suolo si riferisce alla sua frazione minerale. θs [%] θw [%] k [Wm⁻¹K⁻¹] c [Jkg⁻¹K⁻¹] ρ **[kg m⁻³]** Roccia 97 2.15 810 2320 2 1 fc 1- θs- θw Suolo 1-n 0.52 733 2650

Fig. 7

Classi di profondità del suolo e di capacità di campo in Alpine 3D

Profondità suolo [m]	Capacità di campo [%]	Classe
0-0.10	1.5	1
0.1-0.25	4.5	2
0.25-0.50	8.0	3
0.50-1.00	11.0	4
1.00-2.00	16.0	5
2.00-4.00	24.0	6

modello concettuale di deflusso gia usato da PREVAH (Gurtz e al., 2003). Questi sub-moduli, come il modello di deflusso, possono essere utilizzati per specifiche applicazioni e in funzione dei dati disponibili.

INIZIALIZZAZIONE E INPUT DEL MODELLO

I dati di input necessari per il funzionamento del modello sono la precipitazione, la temperatura dell'aria, l'umidità relativa, la velocità del vento, la radiazione solare incidente e riflessa (o la nuvolosità). Ouesti dati sono normalmente forniti dalle stazioni automatiche che ricadono nell'area di studio. Per i primi quattro parametri, vengono creati dei campi bi-dimensionali mediante un'interpolazione spaziale proposta da Schulla (1997) e Garen e Marks (2001). Le componenti della radiazione sono invece calcolate fisicamente per ciascun punto dell'area di studio dal modulo di bilancio radiativo per cui sono necessari i dati di radiazione di una sola stazione. Nella Tabella di Fig. 5 è riportato l'elenco delle stazioni utilizzate. Le stazioni nivometeorologiche di Monti Alti di Ornella, Cima Pradazzo, Malga Losch e Col dei Baldi, afferenti alla rete nivometeorologica gestita da ARPAV-Centro Valanghe di Arabba, sono state scelte poiché ubicate all'interno del bacino di studio e avrebbero dovuto produrre i migliori risultati nell'interpolazione bidimensionale dei campi di input. Tuttavia esse coprono un range altitudinale limitato e per tale motivo sono stati utilizzati anche i dati delle stazioni di Monte Lisser e Ra Vales che, pur non ricadendo nel bacino, hanno consentito una migliore stima della dipendenza dei vari parametri con la quota. I dati di precipitazioni sono stati invece ricavati da 4 stazioni afferenti alla rete meteorologica gestita da ARPAV-Centro Meteo di Teolo (Sospirolo, Agordo, Caprile e Arabba). Nessun dato era quindi disponibile per altitudini alle

quali ci si aspettava di trovare il permafrost (intorno a 3000 m di quota), inoltre i dati di precipitazione erano disponibili solo per 4 stazioni dislocate a quote piuttosto basse.

Tutti i dati delle stazioni sono stati inseriti in un database con formato adatto ad essere letto dal modello. Velocità del vento, temperatura dell'aria e umidità relativa sono stati interpolati spazialmente con la tecnica IDW (Inverse Distance Weighting), mentre per la precipitazione, utilizzando la stessa tecnica, sono state seguite le indicazioni di Zappa e Vivroli (2004).

Per il calcolo delle componenti del modello radiativo, siccome nessuna stazione disponeva di una serie completa, sono stati utilizzati i dati di Cima Pradazzo, integrati quando mancanti, con quelli di Col dei Baldi, Malga Losch e Monti Alti Ornella e, nel caso di ulteriori mancanze, con dati stimati in base a valori dei giorni precedenti. Siccome le stazioni non misurano la radiazione ad onda lunga, sono stati utilizzati la copertura nuvolosa e qualsiasi parametro utile per la sua stima, con una costante di emissività atmosferica di 0.7 quale grossolana approssimazione per l'emissività di un cielo "medio" con nuvolosità tipica per l'area analizzata. La migliore stima per l'emissività è basata su misure e su risultati forniti da modelli su terreni simili (Konzelmann e al., 1997) e su zone artiche (Pirazzini e al., 1998). Dall'emissività è stata calcolata la radiazione incidente a onda lunga mediante la legge di Stefan-Boltzmann, utilizzando la temperatura dell'aria locale. Siccome il modello è sensibile a questo parametro, è importante considerare tale approssimazione per l'interpretazione dei risultati.

Per quanto riguarda la para-



metrizzazione del suolo e del sottosuolo, il primo passo è stato quello di definire il dominio di calcolo e la risoluzione spaziale. Il dominio scelto include l'intero bacino del Cordevole, nonché una fascia di territorio limitrofa, dato che il modello considera la radiazione proveniente da aree adiacenti. Alla fine è stata scelta un'area di 1650 km², con una griglia di 158*261 celle aventi risoluzione di 200 m. Per tutto tale dominio sono state quindi definite le caratteristiche della superficie e del sottosuolo (che è stato diviso in 15 strati fino a 26 m di profondità con vari spessori, da 0.1 m in superficie, a 5.0 m in profondità), producendo i sequenti parametri:

- temperatura iniziale, T;
- contenuto iniziale dei diversi componenti, θ (in volume): solidi, acqua, aria e ghiaccio;
- densità, ρ ;
- conduttività termica, k;
- capacità termica, c.

Per strati caratterizzati da roccia sono stati usati i valori della tabella di Fig. 6, mentre i contenuti volumetrici sono valori standard contenuti nel modello Alpine3D. Le caratteristiche termiche e le densità sono quelle tipiche per il calcare (Incropera e DeWitt, 1996), roccia che può essere definita standard per il bacino del Cordevole.

Per la stima del contenuto volumetrico dei componenti negli strati caratterizzati da suolo, tenendo anche in considerazione la capacità di campo fc, è stata calcolata la porosità usando la seguente formula empirica, basata sull'analisi di parecchie centinaia di profili effettuati in Svezia (Gustafsson, comunicazione personale):

n=fc*max(1,3.7704*e^(-2.8*fc))

Assumendo che il contenuto

di acqua iniziale è uguale alla capacità di campo del suolo, il contenuto di aria e di frazione solida può essere facilmente calcolato (vedi tabella di Fig. 6). I valori di conduttività termica, capacità termica e densità sono valori tipici presi da Incropera e DeWitt (1996) e Farouki (1981). Sia per la roccia che per il suolo il contenuto di ghiaccio iniziale è stato posto uguale a 0% con temperatura di 0°C.

Per la parametrizzazione della superficie, il modello richiede i seguenti parametri:

- altezza della chioma;
- l'indice di area fogliare (LAI) delle chiome;
- frazione di ''throughfall'';
- albedo superficiale.

Alle quote alle quali il permafrost è possibile nel bacino del Cordevole, le categorie di uso del suolo più rappresentate sono la roccia e le praterie di alta quota e per tale motivo i primi 3 parametri sono stati posti di default rispettivamente pari a 0 (altezza chioma) o l (LAI e ''throughfall''). L'albedo invece, che varia con la categoria di uso del suolo, è stato ricavato utilizzando la mappa di uso del suolo e la mappa del suolo, contenenti i parametri di profondità del suolo e capacità di campo (1:250000). In un primo tempo, queste mappe sono state ritagliate per la zona in analisi e i relativi dati convertiti in raster con dimensione della cella di 200

m. La potenza del suolo e la capacità di campo sono state riclassificate nelle classi standard previste dal modello (tabella di Fig. 7) mediante il software HYREUETH (Zappa, 1999). Le categorie di uso del suolo non hanno richiesto ulteriore riclassificazione. Laddove non vi erano informazioni su uno dei parametri sono stati assegnati valori di default. Tutte le operazioni sono state condotte mediante ArcGIS.

Queste tre mappe sono state poi utilizzate per la generazione automatica dei file di input mediante la routine MATLAB. In questi files il sottosuolo è stato diviso in strati di suolo e strati sottostanti di roccia, in accordo con le particolari classi di profondità che corrispondono ai primi strati sottosuperficiali. Ad ogni strato sono state assegnate le appropriate caratteristiche in accordo con la tabella di Fig. 6. A seconda che lo strato sia costituito da roccia o suolo, sono stati utilizzati valori standard dei contenuti volumetrici dei vari componenti o derivati dalle classi di capacità di campo. Un esempio della parametrizzazione di una cella con suolo di classe di potenza 5 e capacità di campo 5 sono riportati nella tabella di Fig. 8. Infine, le proprietà della chiome (solo albedo) sono state inserite nei file di input in accordo con l'uso del suolo.

Come risultato, per ogni combi-

Parametrizzazione del sottosuolo in Alpine 3D Esempio per una cella con classe di potenza 5 e capacità di campo 5 (gli strati da 1 a 5 sono costituiti da suolo, quelli da 6 a 15 da roccia).												
Numero strato	Spessore	Profondità [m]	θs [%]	θw [%]	θa [%]	θi [%]	k [Wm ⁻¹ K ⁻¹]	c [Jkg ⁻¹ K ⁻¹]	ρ [kg m ⁻³]			
1	0.10	0.10	61.5	16.0	22.5	0	0.52	733	2650			
2	0.15	0.25	61.5	16.0	22.5	0	0.52	733	2650			
3	0.25	0.50	61.5	16.0	22.5	0	0.52	733	2650			
4	0.50	1.00	61.5	16.0	22.5	0	0.52	733	2650			
5	1.00	2.00	61.5	16.0	22.5	0	0.52	733	2650			
6	1.00	3.00	97.0	2.0	1.0	0	2.15	810	2320			
7	1.00	4.00	97.0	2.0	1.0	0	2.15	810	2320			
8	1.00	5.00	97.0	2.0	1.0	0	2.15	810	2320			
9	1.00	6.00	97.0	2.0	1.0	0	2.15	810	2320			
10	2.00	8.00	97.0	2.0	1.0	0	2.15	810	2320			
11	2.00	10.00	97.0	2.0	1.0	0	2.15	810	2320			
12	3.00	13.00	97.0	2.0	1.0	0	2.15	810	2320			
13	3.00	16.00	97.0	2.0	1.0	0	2.15	810	2320			
14	5.00	21.00	97.0	2.0	1.0	0	2.15	810	2320			
15	5.00	26.00	97.0	2.0	1.0	0	2.15	810	2320			



nazione di uso del suolo, profondità, capacità di campo, è stato generato un corrispondente file di input che à stato poi associato

Fig. 9 di input che è stato poi associato



Fig. 10

ad una cella del raster attraverso la mappa di uso del suolo.

IL MODELLO DI CALCOLO E L'ANALISI

La simulazione è stata fatta partire dall'estate del 1989 e fino a tutto il 2004 coprendo quindi un periodo di 15.5 anni che corrisponde al periodo di disponibilità dei dati. Come spiegato in precedenza, il sottosuolo è stato considerato come avente temperatura di 0°C e non contenente ghiaccio. Tali condizioni iniziali sono state scelte così da non influenzare l'analisi a favore o contro la condizione di permafrost. Come condizione al contorno inferiore è stato assunto un flusso geotermico di 0.06 Wm⁻², con una scansione temporale di un'ora. Sfortunatamente la stazione di Ra Vales non ha funzionato fino al 1993 così come la stazione del Lisser per il 2004 anche se quest'ultima carenza ha avuto un impatto molto minore data la bassa altitudine della stazione. Per ciascun giorno del periodo

considerato, gli strati sottosuperficiali di ogni cella sono stati testati al fine di verificare se la loro temperatura fosse inferiore a 0°C o se contenesse ghiaccio. Se una delle due condizioni era soddisfatta, la cella corrispondente veniva caratterizzata come "gelata" e successivamente veniva creata la relativa mappa con o senza permafrost. Solo le celle "gelate" per tutto l'anno sono state considerate permanentemente a permafrost. Infine, sono state identificate le seguenti tre categorie:

• permafrost improbabile: durante tutto il periodo di indagine mai è stato rilevato permafrost;

• permafrost possibile: il permafrost è stato rilevato per alcuni anni;

• permafrost probabile: per tutti gli anni di indagine è stato rilevato permafrost.

Non sono stati considerati nell'analisi gli anni 1989-1993, data la mancanza di dati meteo per le alte quote e perché sono stati usati questi anni per portare il modello a condizioni realistiche partendo da un'inizializzazione piuttosto grossolana. E' stata quindi condotta una simulazione assumendo che le estati future potessero essere paragonabili a quella estrema del 2003. Per stimare i cambiamenti della distribuzione del permafrost con questo scenario, le condizioni del 2003 sono state ripetute 8 volte.

RISULTATI E DISCUSSIONE

Data la mancanza di informazioni sulla distribuzione reale del permafrost (fossile o attivo) nel bacino del Cordevole, lo scopo della simulazione era quello di evidenziare le potenziali aree a permafrost con le attuali condizioni climatiche, registrate dalle stazioni automatiche negli



Neve Nalanghe 88 ultimi 15 anni. Si è partiti da una condizioni iniziale neutra con temperature di 0°C su tutte le celle e sono stati utilizzati i primi anni affinché il modello raggiungesse condizioni iniziali realistiche. Negli anni seguenti, applicando i criteri descritti precedentemente, la maggior estensione del permafrost è stata ottenuta nell'anno 1996, con un totale di 22.36 km² (559 celle) di suolo gelato. Gli anni con minor superficie a permafrost sono stati il 2001 e il 2003 con 7.2 km² (180 celle), anche se nel 2001 il minimo è stato raggiunto gradualmente in parecchi anni, mentre nel 2003 è stato raggiunto rapidamente in un unico anno, a causa della famosa estate torrida. L'anno 2002 era invece stato caratterizzato da un rimarchevole incremento della superficie a permafrost. Nella figura 9 viene proposta una mappa dell'intero bacino con le diverse categorie di probabilità di permafrost, derivante dall'integrazione dei risultati sui singoli anni. Solo 4.76 km² sono caratterizzati da permafrost probabile; queste superfici sono localizzate oltre i 2700 m di quota, su pendii piuttosto scoscesi con esposizione Nord (Fig. 10). 27.44 km² sono invece caratterizzati da permafrost possibile; queste aree si trovano per lo più poste sopra i 2500 m, con alcuni lembi fino sui 2000 m. La superfice totale a permafrost potenziale assomma quindi a 32.2 km².

La drammatica riduzione del permafrost dal 2002 al 2003 è stata ulteriormente analizzata. Ipotizzando in futuro condizioni climatiche uguali al 2003, si è osservato come il permafrost si ridurrebbe rapidamente, e più specificatamente, partendo da una condizione iniziale con 7.2 km² di superficie a permafrost (condizione 2003), dopo 8 anni rimarrebbero 1.68 km². La perdita è rapida all'inizio mentre il tasso di decremento del permafrost si riduce negli ultimi 3 anni, facendo pensare che un nuovo equilibrio con permafrost ridotto, ma pur presente, possa essere raggiunto anche con estati uguali al 2003. Tali risultati preliminari dovranno essere tuttavia analizzati con una simulazione superiore ai 15 anni. Inoltre, una ulteriore analisi dovrebbe essere condotta sul comportamento del permafrost fossile in base alle condizioni climatiche attuali.

Bibliografia

• Alpine3D - a hydrometeorological model for alpine areas. Model documentation and verification (2004).

• Bartelt, P. and M. Lehning (2002): A physical SNOWPACK model for Avalanche Warning Services. Part I: Numerical Model. Cold Reg. Sci. Technol. 35(3): 123-145.

• Farouki, O. T. (1981). Thermal properties of soils. Hanover, New Hampshire, United States Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.

• Fierz, C., P. Riber, E. A. Adams, A. R. Curran, P. M. B. Föhn, M. Lehning and C. Plüss (2003): Evaluation of snow-surface energy balance models in alpine terrain. J. Hydrol. 282: 76-94.

Garen, D. and D. Marks (2001). Spatial fields of meteorological input data including forest canopy corrections for an energy budget snow simulation model. Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Large Scale Hydrological Models. A. J. Doman, A. J. Hall, M. L. Kavvas, T. Oki and J. W. Pomeroy: 349-353.
Gurtz, J., M. Zappa, K. Jasper, H. Lang, M. Verbunt, A. Badoux and T. Vitvar (2003): A comparative study in modeling runoff and its components in two mountainous catchments. Hydrological Processes 17: 297-311.

• Haeberli, W. (1992): Construction, environmental problems and natural hazard in periglacial mountain belts. Permafrost and Periglacial Processes, 3, 111-124.

• Harris, C., B. Rea and M.C.R. Davies (2001): Scaled physical modelling of mass movement processes on thawing slopes. Permafrost and Periglacial Processes, 12 (1), 125-136.

• Incropera, F. P. and D. P. DeWitt (1996). Introduction to Heat Transfer. New York, John Wiley & Sons.

• Konzelmann, T., P. Calanca, G. Müller, L. Menzel and H. Lang (1997): Energy balance and evapotranspiration in a high mountain area during summer. J. Appl. Meteorol. 36(7): 966-973.

• Lehning, M., P. Bartelt, R. L. Brown, T. Russi, U. Stöckli and M. Zimmerli (1999): Snowpack Model Calculations for Avalanche Warning based upon a new Network of Weather and Snow Stations. Cold Reg. Sci. Technol. 30: 145-157.

• Lehning, M., P. B. Bartelt, R. L. Brown, C. Fierz and P. Satyawali (2002a): A physical SNOWPACK model for the Swiss Avalanche Warning Services. Part II: Snow Microstructure. Cold Reg. Sci. Technol. 35(3): 147-167.

• Lehning, M., P. B. Bartelt, R. L. Brown, C. Fierz and P. Satyawali (2002b): A physical SNOWPACK model for the Swiss Avalanche Warning Services. Part III: Meteorological Boundary Conditions, Thin Layer Formation and Evaluation. Cold Reg. Sci. Technol. 35(3): 169-184.

• Lehning, M., I. Völksch, D. Gustafsson, T. A. Nguyen, M. Stähli and M. Zappa 2006: Alpine3D: A detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. Hydrological Processes, 20, 2111-2128.

• Pirazzini, R., M. Nardino, A. Orsini, F. Calzolari, T. Georgiadis and V. Levizzani (1998). Parameterization of the downward longwave radiation from clear and cloudy skies at Ny Alesund (Svalbard). Conference Presentation to International Radiation Symposium (IRS), from 24 to 29 July 2000, St. Petersburg, Russia, Obtained in Portable Document File (PDF) format: http://www.isao. bo.cnr.it/~surrball/immagini/irs.pdf.

• Schulla, J. (1997). Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Zürcher Geographische Schriften 69. Zürich, Geographisches Institut ETH.

• Zappa, M. (1999). HYREUETH. Programmbeschreibung und Bedienungsanleitung. Stand 16.4.99. Untersuchung zur Aufbereitung unterschiedlicher Rauminformation für die flächendifferenzierte Einzugsgebietsmodellierung. Diplomarbeit. M. Zappa. Zürich, Geographisches Institut der ETH.

• Zappa, M. and D. Vivroli (2004). WIN-MET.EXE: A user friendly tool for spatial interpolation of hydrometeorological variables.

> Il presente lavoro è stato realizzato nell'ambito del Programma di monitoraggio ambientale dei territori dolomitici d'alta quota coordinato dalla Direzione Tecnico Scientifica dell'ARPAV e realizzato dal Centro Valanghe di Arabba.



Fig. 9 - Mappa del permafrost potenziale nel bacino del Cordevole nell'attuale condizione climatica (integrazione su 15 anni, 1989-2004).

Fig. 10 -

Il glacionevato della Val dei Cantoni (Civetta) con i ripidi pendii rocciosi esposti a Nord-Ovest che portano sulla cresta della Piccola Civetta