

CONSEGUENZE DEL CAMBIAMENTO CLIMATICO SULL'ASSETTO IDROGEOLOGICO DELLE AREE PERIGLACIALI

SLOPE INSTABILITY TRIGGERED BY CLIMATE CHANGE IN PERIGLACIAL AREAS

VINCENZO FRANCANI^(*), PAOLA GATTINONI^(**) & RAFFAELE RAMPAZZO^(***)

^(*) Politecnico di Milano - D.I.I.A.R - Piazza Leonardo da Vinci, 32 - 20133 Milano, Italy - Email: vincenzo.francani@polimi.it

^(**) Politecnico di Milano - D.I.I.A.R - Piazza Leonardo da Vinci, 32 - 20133 Milano, Italy - Email: paola.gattinoni@polimi.it

^(***) ARPAV DS-Belluno - U.O. Idrologia e Idrometria - Belluno, Italy - Email: raffaele.rampazzo@alice.it

RIASSUNTO

Lo studio si propone di valutare le conseguenze del cambiamento climatico sull'assetto idrogeologico delle zone periglaciali alpine, dove lo scioglimento del permafrost può portare alla perdita di capacità portante dei suoli, con effetti negativi sulle strutture, e ad un incremento della frequenza e della magnitudo degli eventi franosi. In particolare, lo studio mira ad individuare, tramite una modellazione idrogeologica e geomeccanica, le condizioni geomorfologiche e climatiche critiche, capaci cioè di favorire (le prime) ed innescare (le seconde) l'instabilità di pendii montani interessati dallo scioglimento del permafrost. A questo scopo si sono dapprima identificate le caratteristiche tipiche delle aree soggette allo scioglimento del permafrost, ricostruendo il modello concettuale del fenomeno. L'analisi modellistica è stata condotta con riferimento all'Alta Valmalenco (SO), per la quale si sono ricostruiti i profili termici corrispondenti a diversi scenari climatici; si è poi simulata la risposta tenso-deformativa del versante, identificando i meccanismi di rottura più probabili al variare del tipo di permafrost e le relative soglie di innesco. I risultati della modellazione hanno evidenziato che, a causa dell'elevato contenuto d'acqua, i cinematismi innescati sono per lo più riconducibili a *flow sliding* o *debris flows* e sono spesso concomitanti con fenomeni di *piping* e di liquefazione.

PAROLE CHIAVE: permafrost, cambiamento climatico, frana

INTRODUZIONE

Il riscaldamento globale avvenuto negli ultimi decenni ha portato sia ad un cospicuo ritiro dei ghiacciai sia allo scioglimento del permafrost (BATEAU *et alii*, 2004). Quest'ultimo fenomeno, benché meno evidente, può risultare particolarmente critico in quanto lo scioglimento del ghiaccio presente nel sottosuolo nelle zone montuose delle medie latitudini può innescare diverse forme di dissesto idrogeologico (HAEBERLI *et alii*, 1997; KÄÄB *et alii*, 2005; GEERTSEMA *et alii*, 2006).

Definiti i termini del problema, in relazione al tipo di permafrost e alle indagini per la sua individuazione, alla correlazione tra cambiamento climatico e scioglimento del permafrost coi relativi effetti sulla stabilità dei versanti, lo scopo del lavoro è stato quello di individuare le

ABSTRACT

The paper deals with slope instabilities triggered by the thaw of mountain permafrost related to climate change. Warming-induced permafrost degradation is likely to lead an increasing in scale and frequency of slope failures and may cause thaw settlement damages to foundations. At the same time, human settlements, infrastructural development and tourism in high mountain areas are expanding, which intensifies permafrost-related risks.

The aim of the study was the understanding of the geomorphologic and climatic critical characteristics, through a hydrogeological and geomechanical modeling of mountain slopes interested by thawing permafrost. At this aim, the typical features of the areas exposed to thawing permafrost-related slope instabilities were identified, with reference to a specific study area located in Italian Alps (Valmalenco, Sondrio District). Thus, considering different permafrost typology, a hydrogeological and geomechanical modeling was carried out to simulate the tenso-deformative response of the slope and to point out the effects of thawing permafrost on stability, with particular attention to the definition of triggering thresholds and the identification of typical kinematisms. At this regard, modeling results showed that, because of the high water content, the kinematisms triggered by thawing permafrost are mostly debris flows and they are often concomitant with piping phenomena and liquefaction.

KEY WORDS: permafrost, climate change, slope instability

INTRODUCTION

The global warming related to the climate change of the recent decades is one of the main causes of both glacier shrinkage and thawing permafrost (BATEAU *et alii*, 2004). Whereas the first effect is well evident in the eyes of the world, the second one is more hidden even if it can be much more critical, because of its influence on slopes stability in lower latitude mountains (HAEBERLI *et alii*, 1997; KÄÄB *et alii*, 2005; GEERTSEMA *et alii*, 2006).

The aim of the present study was the understanding of the geomorphologic, geologic, hydrogeologic and climatic critical characteristics able to trigger slope instabilities in thawing permafrost areas. At this aim, the study was subdivided in different phases.

condizioni geomorfologiche e climatiche critiche, cioè in grado di portare allo sviluppo di fenomeni di instabilità. A tal fine, si sono innanzitutto identificate le aree soggette allo scioglimento del permafrost e i cinematismi franosi ad esso associati, in modo da ricostruire il modello concettuale del fenomeno da utilizzare nella successiva analisi modellistica.

Quest'ultima è stata condotta con riferimento alla Valmalenco (Provincia di Sondrio), tenendo conto di differenti tipologie di permafrost, nonché di diverse possibili variazioni del profilo termico nel sottosuolo. Sulla base del modello concettuale così implementato, è stata condotta una dettagliata modellazione idrogeologica e geomeccanica simulando la risposta tenso-deformativa del versante e valutando gli effetti dello scioglimento del permafrost sulla stabilità, con particolare attenzione alla definizione dei meccanismi di innesco e dei cinematismi più probabili.

DEFINIZIONE DEL PROBLEMA

SCIoglimento DEL PERMAFROST DERIVANTE DAL CAMBIAMENTO CLIMATICO

La distribuzione spaziale del permafrost, ovvero della porzione di terreno che per almeno due anni rimane ad una temperatura media annua del suolo inferiore a 0°C, dipende essenzialmente dalle condizioni climatiche, topografiche, geologiche, idrologiche e dalla copertura del suolo (HOELZLE *et alii*, 2001). Per lo studio dell'evoluzione nel tempo del permafrost assumono sicuramente un ruolo fondamentale le condizioni climatiche, che determinano, oltre alla distribuzione del permafrost, anche il suo spessore, la sua temperatura e quindi indirettamente anche la stabilità dei versanti (NELSON, 2003).

Nonostante gli studi effettuati utilizzando modelli climatici regionali per valutare l'impatto del cambiamento climatico sul permafrost alpino (SALZMANN *et alii*, 2007), una determinazione precisa dell'effetto dell'aumento della temperatura atmosferica sul permafrost rimane di difficile quantificazione. Sicuramente il permafrost discontinuo, spesso di tipo temperato, è molto sensibile al cambiamento climatico in quanto il ghiaccio nel sottosuolo, negli strati più superficiali, può sciogliersi anche per modesti aumenti della temperatura (SMITH, 1990). Recenti campagne di monitoraggio hanno messo in evidenza nell'ultimo decennio una generale riduzione nello spessore del permafrost. In particolare nel sito del Murtel-Corvatsch (Svizzera), dove il permafrost viene monitorato da oltre 20 anni, i dati evidenziano una tendenza complessiva al riscaldamento, seppure con ampie fluttuazioni interannuali dovute principalmente alla variabilità dello spessore e della durata della copertura nevosa (HARRIS *et alii*, 2003). Analogamente, il monitoraggio del permafrost in Italia ha messo in luce variazioni dello spessore dello strato attivo tra 193 e 229 cm (GUGLIELMIN, 2004). Risultati simili sono stati ottenuti anche in diverse aree montuose di tutto il mondo, dall'America (LYLE *et alii*, 2004) al Nepal (FUKUI *et alii*, 2007) all'Asia Centrale (JIN *et alii*, 2000; MARCHENKO *et alii*, 2007).

First, according to the existing literature, the typical features of the areas exposed to thawing permafrost-related slope instabilities were identified (in term of permafrost typology, correlation between climate change and thawing permafrost, effects on slopes stability), with particular reference to a specific study area located in Italian Alps (Valmalenco, Sondrio District).

Thus the conceptual model of the phenomenon was pointed out, considering different permafrost typologies; also, ground temperature profiles corresponding to different climate change scenarios were considered. On the base of this conceptual model a detailed hydrogeological and geomechanical modeling was carried out to simulate the tenso-deformative response of the slope and to point out the effects of thawing permafrost on stability, with particular attention to the definition of triggering thresholds and the identification of typical kinematism.

PROBLEM DEFINITION

PERMAFROST THAWING RELATED TO CLIMATE CHANGE

In order to deal with the impact of changing atmospheric conditions on alpine permafrost and to assess the potential of permafrost related hazard, it is essential to establish a link between the latest developments in cryospheric and atmospheric science.

Mountain permafrost, that is the permanently frozen ground, has a complex spatial distribution that depends largely on climatic, topographic (i.e. altitude), geologic, hydrologic and surface cover conditions (HOELZLE *et alii*, 2001). Among them, climatic conditions undoubtedly play a predominant role in its distribution, thickness, temperature and slope-related stability (NELSON, 2003).

Recent studies dealing with the use of regional climate models to drive impact models on alpine permafrost have already been carried out (SALZMANN *et alii*, 2007). Although the precise effects of air temperature warming on permafrost are difficult to assess, nevertheless most discontinuous (warm) permafrost would be destabilized and eventually disappear with only a modest rise in the mean annual temperature (SMITH, 1990). Hence, areas in the vicinity of the altitudinal permafrost limit are especially endangered when the mean atmospheric temperature rises. While many centuries could be required for complete degradation, thawing from the top down would have already begun, with serious impact. Likely impacts of warming surface temperatures within the permafrost zone include active-layer thickening, basal melting causing permafrost thinning, and hydrogeological changes.

The monitoring data of the last years in the Murtel-Corvatsch area (Switzerland) show an overall warming trend, even if with high-amplitude interannual fluctuations, that reflect early winter snow thickness and duration rather than mean air temperature (HARRIS *et alii*, 2003). Also, the active layer monitoring at Italian alpine sites shows thickness variations between 193 and 229 cm relate to both the snow cover and to the temperature changes (GUGLIELMIN, 2004). Others similar example can be found worldwide, from America (LYLE *et alii*, 2004) to Nepal (FUKUI *et alii*, 2007) and Central Asia (JIN *et alii*, 2000; MARCHENKO *et alii*, 2007).

INDIVIDUAZIONE E TIPOLOGIA DEL PERMAFROST ALPINO

Molte regioni alpine hanno avviato studi per la cartografia e la caratterizzazione delle aree interessate da permafrost alpino (GUGLIELMIN & SILETTO, 2000; GUGLIELMIN *et alii*, 2003; MAIR *et alii*, 2006; CAGNATI *et alii*, 2006).

Il ghiaccio contenuto nel permafrost può essere costituito da un cemento interstiziale che colma i pori della roccia o del terreno, da lenti di ghiaccio di segregazione (masse lenticolari), da cunei di ghiaccio derivanti dal congelamento nelle fessure di crioessiccazione dell'acqua di fusione primaverile, o infine da ghiaccio massivo originato dal ritiro dei ghiacciai. Quando il ghiaccio è presente in percentuali superiori a quelle del volume dei pori del terreno in cui è contenuto, si parla di permafrost soprassaturo.

I terreni potenzialmente interessati dal permafrost si possono individuare mediante un'analisi morfologica, in relazione ad esempio alla presenza di *rock glaciers*, un sistema di trasporto dei detriti (volumetrie superiori a 103-104 m³) a lungo termine, con un movimento lento di creep (KAAB *et alii*, 2005).

Per identificare poi la tipologia di permafrost presente nel sottosuolo ed i rischi derivanti dal suo possibile scioglimento sono necessarie indagini di maggiore dettaglio (HARRIS *et alii*, 2001; KAAB, 2002; GUGLIELMIN *et alii*, 2003; GUDE & BARSCH, 2005; MATSUOKA, 2006). Esse devono prevedere la misurazione della temperatura in foro (metodo STG), in modo da valutare lo spessore dello strato attivo e le variazioni di quest'ultimo in funzione dei cambiamenti climatici (KING *et alii*, 1992). E' inoltre possibile misurare la temperatura alla base del manto nevoso (metodo BTS, HOELZLE, 2006); a questo scopo si possono considerare indicativi della presenza di permafrost valori di temperatura inferiori a -3°C.

Per identificare il permafrost sono particolarmente indicati anche i metodi geofisici, sia geoelettrici (KNEISEL, 2006), sia sismici (SASS, 2006), sia anche il GPR (Ground-Penetrating Radar, WU *et alii*, 2005). Con queste tecniche si riesce, in particolare, a stimare lo spessore del suolo ghiacciato e determinarne il contenuto volumetrico di ghiaccio, generalmente variabile dal 20% al 90%. Con riferimento ai metodi geoelettrici, infatti, valori bassi di resistività elettrica (<10 kΩm) indicano contenuti di ghiaccio inferiori al valore di saturazione, mentre alti valori di resistività (>100 kΩm) sono tipici di terreni con presenza di permafrost sovrassaturo. Valori molto alti (>1000 kΩm) indicano infine la presenza di ghiaccio massivo (IKEDA & MATSUOKA, 2006). E' infine ben noto che la resistività può essere considerata anche un indicatore del contenuto d'acqua allo stato liquido: riduzioni di resistività possono quindi indicare che il permafrost è in fase di scioglimento (LOKE & BARKER, 1995).

EFFETTI DELLO SCIoglimento DEL PERMAFROST SULLA STABILITÀ DEI PENDII

I cambiamenti nella distribuzione del permafrost associati al riscaldamento climatico possono avere ripercussioni sulla stabilità sia di pareti rocciose (MATSUOKA & SAKAI, 1999; DAVIES *et alii*, 2001; FISCHER *et alii*, 2006), sia di pendii detritici (LEWKOWICZ & HARRIS,

INVESTIGATION IN MOUNTAIN PERMAFROST AREAS

Many alpine regions have started studies finalized to have a better knowledge of the distribution and the characteristics of alpine permafrost (GUGLIELMIN & SILETTO, 2000; GUGLIELMIN *et alii*, 2003; MAIR *et alii*, 2006; CAGNATI *et alii*, 2006).

The ice distribution in permafrost can assume different forms: it can be an interstitial cement, ice lenses, ice wedges originated by freezing of snowmelt water, or ice blocks originate by glaciers shrinkage. When the percentage of ice is higher than the pore volume, the permafrost is over saturated.

Permafrost presence in mountain slopes can be generally detected observing the distributions of rock glaciers, an ice-debris mixtures that are a long term debris flow system, interesting volumes up to 103-104 m³ in slopes often very steep, with speeds in the order of centimetres to several meters per year. Permafrost is often "over saturated" and so rock glaciers movement is controlled by creep phenomena (KAAB *et alii*, 2005).

More accurate spatial modelling and careful field surveys are therefore necessary to identify areas susceptible to permafrost degradation and to recognise the potential for failures triggered by changes in permafrost conditions (HARRIS *et alii*, 2001; KAAB, 2002; GUGLIELMIN *et alii*, 2003; GUDE & BARSCH, 2005; MATSUOKA, 2006). For example borehole temperatures measurements (STG method) can detect active layer thickness and its variation over years (KING *et alii*, 1992). Often it is also measured temperature below snow cover (BTS method, HOELZLE, 2006). If temperature value is below -3°C it is very probable the permafrost presence.

Geophysical methods, e.g. geoelectric (KNEISEL, 2006), seismic (SASS, 2006) and ground-penetrating radar surveys (WU *et alii*, 2005) can all detect the occurrence of permafrost. Also, the type of permafrost has to be investigated, as its response to climate change can be very different for different ice contents, that can range between 20% and 90% (values higher than the porosity). At this regard, geophysical surveys can be very useful, in particular as far as geoelectrical surveys are concerned; actually, previous studies showed that low resistivity (<10 kΩm) indicates ice-cemented or slightly supersaturated permafrost, whereas high resistivity (>100 kΩm) indicates highly ice-supersaturated structure and very high values (>1000 kΩm) indicate the presence of massive ice (IKEDA & MATSUOKA, 2006); also, the resistivity value can be considered as an indicator of unfrozen water content in permafrost, which mainly reflects ground temperature, so that decreasing resistivity may indicate permafrost at the melting point (LOKE & BARKER, 1995).

EFFECTS OF THAWING PERMAFROST ON SLOPE STABILITY

Potential future permafrost changes associated with a warming climate may affect both mountain slopes in their natural state, involving instabilities of rock walls (MATSUOKA & SAKAI, 1999; DAVIES *et alii*, 2001; FISCHER *et alii*, 2006) and debris slopes (LEWKOWICZ &

2005a), con danni diretti alle strutture ed infrastrutture presenti in quota (CHANGJIANG & QINGBAI, 1996; PHILLIPS, 2006, QINGBAI *et alii*, 2007; PHILLIPS *et alii*, 2007). Le stesse strutture antropiche alterano il regime termico del suolo, accelerando il processo di scioglimento del permafrost e favorendo così lo sviluppo di fenomeni di instabilità. Tali fenomeni di instabilità, causati principalmente dal progressivo aumento dello spessore dello strato attivo e dall'incremento delle precipitazioni liquide estive, sono riconducibili alle seguenti principali tipologie: deformazioni gravitative profonde (LYLE *et alii*, 2004), processi deformativi di creep, quali la solifluzione nei suoli a tessitura fine (MATSUOKA, 2001), scivolamenti superficiali (*skin flows*), che spesso interessano lo strato attivo anche su versanti con pendenze modeste (LEWKOWICZ & HARRIS, 2005b), crolli o valanghe di roccia (DAVIS *et alii*, 2001; BOTTINO *et alii*, 2002; NOETZLI *et alii*, 2006), colate derivanti da repentini scioglimenti di permafrost sovrassaturato (LYLE *et alii*, 2004; CHIARLE *et alii*, 2007) e, infine, instabilità riconducibili allo sviluppo di fenomeni di erosione sotterranea (SEPPALA, 1997).

Alcuni studi hanno evidenziato come il permafrost sia spesso legato alla dinamica dei ghiacciai (FISCHER *et alii*, 2006), che favoriscono l'erosione meccanica e termica della roccia. Infatti, il franamento ha spesso origine in zone recentemente deglaciate, e alle quote caratterizzate dalla presenza di permafrost temperato, con innesco di valanghe di ghiaccio, crolli in roccia e colate detritiche. Nella tabella 1 sono riassunti alcuni eventi franosi che hanno interessato le Alpi negli ultimi decenni e che possono essere legati al cambiamento climatico in atto. Un esempio particolarmente significativo di valanga di roccia e ghiaccio è quella avvenuta sul versante orientale del Monte Bianco nel 1997, che ha comportato un distacco di circa 7 milioni di m³ di roccia granitica, ghiaccio e neve, in una zona di permafrost temperato (da 0°C a -5°C), ad una quota massima di 3725 m s.l.m., percorrendo una distanza di quasi 6 km. In effetti, la pericolosità di questi fenomeni originatisi in ambienti glaciali è proprio connessa alla notevole distanza percorsa dal materiale in frana, in genere di circa il 25% superiore rispetto agli eventi che si sviluppano in assenza di ghiaccio (NOETZLI *et alii*, 2006).

Le condizioni di stabilità di un versante in presenza di permafrost sono fortemente legate alle condizioni termiche del ghiaccio, da cui dipende la resistenza al taglio. A questo proposito sono stati condotti vari studi (sia in sito che in laboratorio) per valutare le condizioni di stabilità in funzione della variazione del regime di temperatura e dello scioglimento del permafrost (HARRIS *et alii*, 2008). Nonostante le conoscenze sull'argomento siano ancora piuttosto limitate, diversi Autori riconoscono il contributo destabilizzante che lo scioglimento del permafrost, o anche solo un incremento della sua temperatura, possono avere sui pendii montani. Gli studi condotti da DAVIS *et alii* (2001) hanno dimostrato che un ammasso roccioso può mantenersi stabile se la temperatura del ghiaccio è bassa e rimane costante, ma se questa aumenta il pendio rischia di divenire instabile già prima che il ghiaccio inizi a fondere, ovvero alla temperatura di -1,4°C.

HARRIS, 2005a), and engineered structures, such as roads, mountain huts, cable car stations, ski facilities, avalanche defence structures etc. which may suffer damage (CHANGJIANG & QINGBAI, 1996; PHILLIPS, 2006; QINGBAI *et alii*, 2007; PHILLIPS *et alii*, 2007). In addition, manmade structures may themselves cause changes in permafrost thermal regime, leading to degradation of foundations or local instability. Although few studies have functionally linked mass movements to climatic conditions, a progressive deepening of the active layer (with consequent thawing of ice-rich soil) and increased summer rainfall would likely trigger numerous slope failures.

Typical features of slope failure and related phenomena of mass wasting in permafrost environment are described in the international literature: deep-seated bedrock failures (LYLE *et alii*, 2004), creep-related processes such as solifluction in fine-textured soils (MATSUOKA, 2001), localised shallow translational landslides (*skin flows*) related to active-layer detachment also on very gentle to moderate slopes (LEWKOWICZ & HARRIS, 2005b), rock falls and rock avalanches (DAVIS *et alii*, 2001; BOTTINO *et alii*, 2002; NOETZLI *et alii*, 2006), flows resulting from the rapid thawing of ice-rich soils (LYLE *et alii*, 2004; CHIARLE *et alii*, 2007), and piping causing thermokarst (SEPPALA, 1997).

Often kinematics triggered by thawing permafrost are related also to glaciers shrinkage (FISCHER *et alii*, 2006), that leads to mechanical and thermal erosion of rock slopes where glaciers cover have recently disappeared. Typical kinematics that interest slopes with temperate permafrost are ice-avalanches, rock-fall and debris flows. Table 1 summarizes the landslide events that interested the alpine region in the last decades and that can be related to climate change. Among the others, a rock-ice avalanche occurred in Monte Bianco massif in 1997, with a volume of 7 millions m³ of granite rock, ice and snow, in a zone of temperate permafrost (0°C to -5°C) at an elevation reaching 3725 m a.s.l. The length of the path followed by the kinematics was nearly 6 km, partially on the Brenva glacier. Actually, phenomena that occurs in a glacial environment are characterized by an increase in the path length of nearly 25% (NOETZLI *et alii*, 2006).

The physical stability of permafrost terrain is highly sensitive to thermal changes, since thawing reduces the strength of both ice-rich sediments and frozen jointed bedrock. Evaluation of stability dependent on changes in permafrost temperature and melting regime were made in several field and laboratory studies to improve understanding of risk factors for related instabilities (HARRIS *et alii*, 2008). A jointed rock slope that is stable when there is no ice in the joints and is also stable when ice in the joints is at low temperatures become unstable as the ice warms. In particular, the factor of safety falls below unity as the temperature of ice rises to above -1.4°C (DAVIS *et alii*, 2001). Despite the limited knowledge on destabilizing factors in the context of permafrost, several Authors stress that slopes become more prone to failure in areas with melting permafrost or even with rising ground temperature of the permafrost. More in detail, ice-rich soils undergo thaw consolidation during melting, with resulting elevated pore water pressures. In particular, during soil thawing, the zero curtain corresponds with

Anno Year	Località Place	Pioggia Rainfall	Quota Altitude (m a.s.l.)	Volume (10 ³ m ³)	Lunghezza Length (km)
1993	Levanne (To)	intense/prolungate heavy/long	2525	800	5.7
2001	Alphubel (CH)	assente no	3060	25-40	5.1
1950	Sissone V. (So)	1 d	2380		5.0
1987	Presanella (Tn)	intense heavy	2200		4.6
1996	Rutor (Ao)	temporale rainstorm	2500	300	4.0
1991	M. Blanc (Ao)	3 h	2600		3.4
1979	Belvedere gl. (Vb)	assente no	2200		3.0
1987	M. Leone (Vb)	intense/prolungate heavy/long	2350		3.0
1990	Dolent moraine (CH)	250mm/40d	2610	30	2.4
1997	Chambeyron (FR)	assente no	2700	10	2.3
1999	Montasio (Ud)	temporale rainstorm	2150		2.0
1994	M. Pelmo (Bl)	115mm/48h	2185	200	1.7
2003	M. Blanc (Ao)	assente no	2080		1.3
1998	M. Blanc (Ao)	20 min	2020		1.2
1994	Fletschorn (CH)	intense/prolungate heavy/long	2300	100	

Tab. 1 - Eventi franosi, potenzialmente connessi allo scioglimento del permafrost, avvenuti nelle aree periglaciali delle Alpi negli ultimi decenni
- *Landslides occurred during the last century in periglacial areas of the Alps, possibly related to the thawing permafrost*

In particolare, il progressivo scioglimento del ghiaccio provoca un effetto congiunto di perdita di cementazione dei suoli, e quindi di perdita di coesione tra i granuli, e di rapido incremento delle pressioni interstiziali che da negative diventano positive e aumentano in misura proporzionale al carico litostatico (HARRIS *et alii*, 2008).

Inoltre, l'eccesso di pressione neutra dovuta alle acque di fusione porta ad un incremento del gradiente idraulico rispetto alle condizioni idrostatiche (LEWKOWICZ & HARRIS, 2005b). Le forze di filtrazione così generate, oltre a rimuovere le particelle più fini del terreno, con la conseguente formazione di canali e lenti a bassa resistenza, inducono a loro volta un aumento delle pressioni interstiziale con una riduzione degli sforzi efficaci che nei suoli non coesivi a granulometria fine possono addirittura annullarsi, portando alla liquefazione del materiale (HARRIS *et alii*, 2008). Negli ammassi rocciosi il cambiamento di fase da ghiaccio ad acqua ha due principali effetti: il primo è la perdita dei legami tra roccia e ghiaccio (*interlocking*) nei giunti; il secondo è il rilascio di acqua che, in condizioni non drenate, porta alla diminuzione degli sforzi efficaci, con una conseguente diminuzione della resistenza a taglio (DAVIS *et alii*, 2000).

a period when soil ice content decreases and unfrozen water content increases, and at some point the soil structure ceases to be bound by ice; at that point, pore pressure rises rapidly from negative to positive as a proportion of the self weight stress is transferred to the pore water released by melting soil ice (HARRIS *et alii*, 2008). Also, upward hydraulic gradients greater than hydrostatic are associated with seepage of excess meltwater away from the thaw front towards the surface during thaw consolidation and probably contribute to slope instability (LEWKOWICZ & HARRIS, 2005b). In non-cohesive silt soils, the rapid rise in pore pressure following Coulomb failure and the upward seepage forces may lead to liquefaction (HARRIS *et alii*, 2008).

Bedrock slopes may also suffer destabilization if warming reduces strength of ice-bonded open joints (DAVIS *et alii*, 2000) or leads to groundwater movements that cause pore pressure to rise. In particular, the phase change from ice to water has two effects; the first is a loss of joint bounding, which is provided by ice-rock interlocking and adhesion of ice to the rock; the second consists in the release of water which, if it cannot drain away, results in elevated water pressures in the joint, leading to reduction of the effective pressure normal to the joint and thus a lowering of its shear strength (DAVIS *et alii*, 2000).

Dal punto di vista del comportamento meccanico, un suolo gelato presenta una resistenza aggiuntiva dovuta all'effetto coesivo esercitato dal ghiaccio sulle particelle del terreno. Sono stati effettuati numerosi studi riguardanti i modelli costitutivi dei suoli gelati. Alcuni Autori hanno proposto equazioni descrittive del fenomeno di creep (ASSURE, 1980; FISH, 1980); altri hanno fatto riferimento al criterio di rottura di Von Mises (CAI *et alii*, 1990) o a quello di Mohr Coulomb (MIAO *et alii*, 1992), considerato valido per pressioni di confinamento inferiori ai 4 MPa. Infatti, nonostante il comportamento del ghiaccio sia generalmente descrivibile mediante la legge di Glen, ai fini dell'analisi di stabilità allo scivolamento può essere utile descriverne il comportamento a rottura mediante il criterio di Mohr-Coulomb (FORT & SCHULSON, 2007), a patto di considerare la dipendenza dalla temperatura dell'angolo di attrito interno e della coesione.

AREA DI STUDIO

CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E GEOLOGICHE

L'area di studio è situata in Alta Valmalenco (SO), dove la notevole estensione di versanti a quote elevate favorisce la presenza diffusa di permafrost (Fig. 1); come in gran parte delle regioni alpine, il permafrost è di tipo temperato, ovvero presenta una temperatura prossima a 0°C, ed è quindi potenzialmente sensibile al cambiamento climatico.

La scelta di quest'area di studio deriva sia dalla diffusione del permafrost (la cui presenza è indicata da diversi *rock glaciers* attivi collocati tra i 2300 e i 2700 m s.l.m., Figg. 2 e 3), sia dalla frequenza piuttosto elevata con la quale avvengono fenomeni di debris flow in concomitanza ad eventi di precipitazione con zero termico a quote elevate, soprattutto in Val Sissone (Tab. 1 e Fig. 4). La spiccata predisposizione alla formazione di colate detritiche della Val Sissone può essere riconducibile al cospicuo ritiro che ha interessato i ghiacciai Disgrazia e Sissone nel corso degli ultimi 60 anni, portando all'accumulo di depositi glaciali a quote comprese tra i 2050 e i 2450 m s.l.m., su pendenze piuttosto elevate. Un caso analogo si osserva in Val Ventina, dove per via dell'arretramento del ghiacciaio Ventina (circa 2 km nel corso dell'ultimo secolo) si ha una diffusa presenza di depositi glaciali a quote comprese tra 2000 e 2300 m s.l.m.

Dal punto di vista geologico, la Valmalenco è caratterizzata da affioramenti di rocce magmatiche e metamorfiche (MONTRASIO & TROMMSDORFF, 2004), localmente ricoperti da depositi glaciali, che interessano vaste superfici dei versanti a quote comprese tra i 2100 e i 2400 m s.l.m. (Fig. 5). Dato che la quota dello zero termico è di 0°C 2550 m s.l.m., analizzando anche la distribuzione dei rock glaciers e dei ghiacciai, il permafrost è presumibilmente diffuso nei depositi sciolti a partire dai 2600 m s.l.m., in particolare nei versanti esposti verso Nord (Fig. 3). Complessivamente, la superficie dei depositi sciolti potenzialmente interessati dal permafrost risulta di circa 4 km². In tali aree, le pendenze dei versanti rocciosi sono in genere superiori a 35°, fino oltre 50°, mentre i terrazzi morenici presentano pendenze massime di 40°, a quote tra i 2550 e i 2900 m s.l.m. (Fig. 6a). Schematizzando

As far as mechanical behaviour of permafrost is concerned, when soil is frozen its strength will increase many times because the cohesive strength of the soil particles, which is mainly governed by the ice, is increased considerably. Many researchers have investigated the mechanical parameters and properties of frozen soil at various negative temperatures. ASSURE (1980) and FISH (1980) proposed similar creep equations that can describe the whole creep process. CAI *et alii* (1990) used the yield criterion of Von Mises for frozen soils, whereas MIAO *et alii* (1992) chose the Mohr-Coulomb yield criterion, considered suitable when the confining pressure is less than 4 MPa. Actually, even if the ice behaviour is generally described by the Glen's law, its sliding behaviour has been described also through the Mohr-Coulomb criterion (FORT & SCHULSON, 2007). For the following modelling this latter hypothesis was considered valid, that is to assume an elasto-plastic behaviour, with failure governed by the Mohr-Coulomb criterion.

THE STUDY AREA

GEOMORPHOLOGICAL AND GEOLOGICAL SETTING

The study area is located in the Italian Alps, more specifically in Valmalenco (Sondrio District), where a large extent of high mountain slopes permits the widespread occurrence of permafrost (Fig. 1). Likely in all the European alpine region, the permafrost is temperate (i.e. close to 0°C), and it may therefore be highly sensitive to climate change.

The main evidences of the phenomenon being studied are, first, the presence of active rock glaciers (HAEBERLI, 2005), having face located at an altitude between 2300 and 2700 m a.s.l. (Figg. 2 and 3) and, second, the debris flow occurrence with thermal zero at high altitude (Sissone Valley, Table 1 and Fig. 4). According to field survey, this high debris flow occurrence probability may arise from the remarkable shrinkage of Disgrazia and Sissone glaciers that in the last 60 years have completely disappeared at elevation between 2100 and 2400 m a.s.l., with the accumulation of large amount of glacial debris on hanging slope. Likewise, in Ventina Valley the retreat of glacier Ventina has reached more than 2 km, with the formation of wide surface of steep moraine, at elevation between 2000 and 2300 m s.l.m., where slopes reach angle up to 45°.

From a geological point of view, the study area is characterized by the outcropping of metamorphic and magmatic formations (MONTRASIO & TROMMSDORFF, 2004), with local debris cover (Fig. 5). Glacial deposits cover a wide surface of steep slopes, at altitude between 2100 and 2400 m a.s.l., whereas at higher altitude only localised glacial deposits can be found. Considering that the mean annual air temperature 0°C isotherm is located at 2550 m a.s.l. and studying the distribution of active rock glaciers, permafrost is probably present above 2500 m a.s.l. and becomes widespread in debris slopes north facing above 2600 m a.s.l., then interesting an area of about 4 km². The cross-sections show that rock slopes gradients in this area are high, ranging from 35° up to 50°, while moraine terraces have gradients between 20° and 40°, at elevation between 2550 m a.s.l. and 2900 m a.s.l. (Fig. 6a). Based on the geological and geomorphologic

gli elementi di criticità emersi dalle caratteristiche geologiche e geomorfologiche dell'area, si è ricostruito un profilo tipo (Fig. 6b) rappresentativo di un terrazzo morenico con pendenza massima di circa 40°, spessore massimo attorno a 15 m, ad una quota media di 2750 m s.l.m., alla quale corrisponde una temperatura media annua di -1,1 °C.

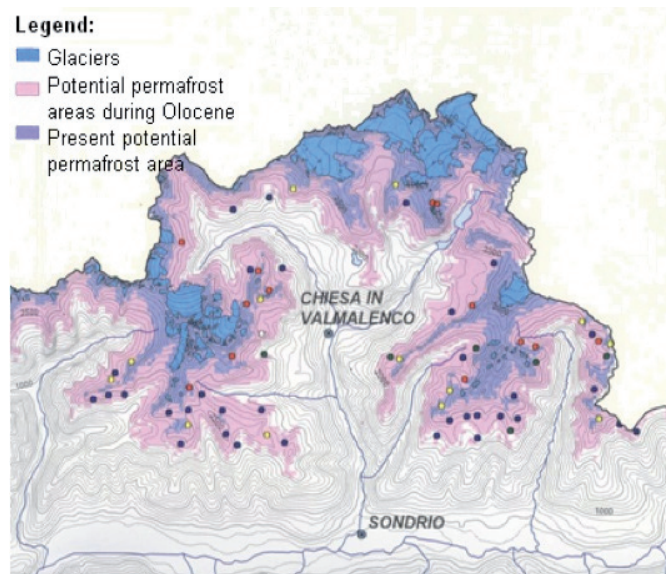


Fig. 1 - Stralcio della Carta della criosfera della Regione Lombardia, Nord Italia (GUGLIELMIN & SILETTO, 2000)
 - Sketch of the cryosphere map of the study area North Italy (GUGLIELMIN & SILETTO, 2000). The points indicate rock glaciers



Fig. 4 - In Val Sissone (Valmalenco, Nord Italia) ancora oggi si può osservare il percorso seguito dalle colate detritiche del 1950 e del 1987
 - Sissone Valley (Valmalenco, Northern Italy). There are evidences of the debris flows occurred in 1950 and 1987

setting of the area, a typical geometrical scheme of the slope was pointed out for the following modeling (Fig. 6b). It represents a moraine terrace with a slope reaching 40°, maximum thickness of 15 m, at an average elevation of 2750 m a.s.l., where the mean annual temperature is equal to -1.1°C.



Fig. 2 - Esempio di rock glacier attivo ai piedi della cima del Duca, Sondrio, Italia (2968 m s.l.m.)
 - Example of rock glacier in the study area, Sondrio, Italy (2968 m a.s.l.)

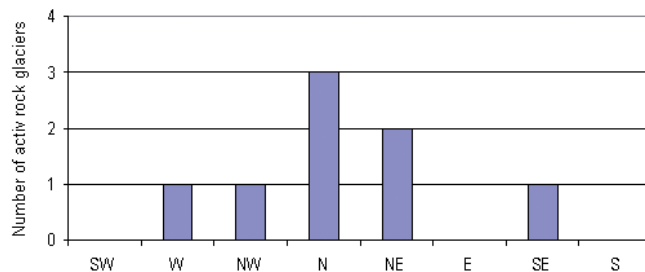


Fig. 3 - Esposizione dei rock glaciers attivi individuati nell'area di interesse
 - Number of active rock glaciers versus their exposition

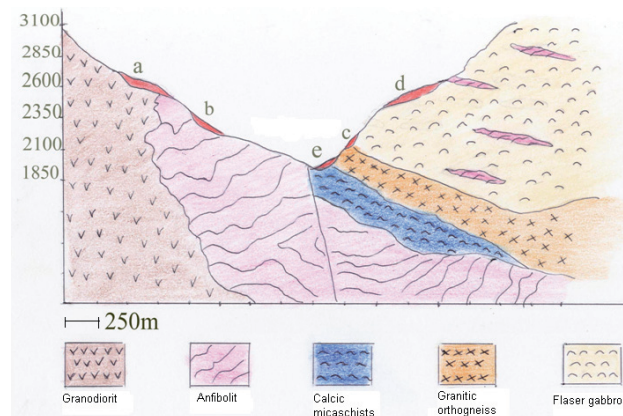


Fig. 5 - Esempio di sezione geologica tipo della zona di studio (Val Muretto).
 LEGENDA: a) depositi glaciali olocenici con cordone; b) falda detritica attiva; c) falda detritica attiva; d) falda detritica attiva; e) depositi torrentizi/conoidi
 - Example of typical geological cross-section of the study area.
 LEGEND: a) Olocenic glacial deposits; b) active debris fan; c) in-active debris fan; d) fluvial deposits; e) Pleistocenic glacial deposits

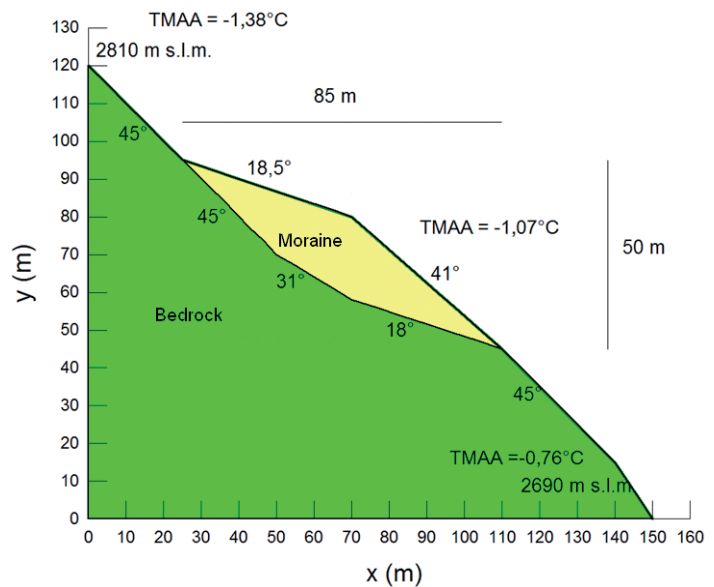


Fig. 6 - (a) Esempi di detrito su versanti rocciosi in Val Sissone. (b) Schema geometrico del pendio utilizzato come base per l'implementazione del modello concettuale
 - (a) Example of moraine terrace in the study area. (b) Geometrical scheme of the slope

SIMULAZIONE DELL'EVOLUZIONE DEL PROFILO TERMICO NEL SOTTOSUOLO

Al fine di ricostruire il profilo termico del sottosuolo, si è innanzitutto determinata la durata della stagione di ablazione nella zona in esame (Fig. 7), valutandone in particolare la dipendenza dalla quota e ottenendo per la quota di interesse (2750 m s.l.m) una durata media di circa 103 giorni. Inoltre, la durata della stagione di ablazione è stata correlata con la temperatura media annua cosicché, considerando un aumento medio annuo della temperatura pari a +0,035 °C, è stato possibile quantificare in 1 giorno l'aumento annuale della durata della stagione di ablazione. Partendo dai dati di precipitazione, si è poi determinato l'andamento della piovosità con la quota, ottenendo che a 2750 m s.l.m. cadono 1440 mm di equivalente in pioggia all'anno; l'incremento della precipitazione cumulata è stato infine correlato all'incremento della durata della stagione di ablazione.

Per valutare l'influenza del clima sul regime termico del sottosuolo si sono poi caratterizzate le proprietà termiche dei materiali costituenti il pendio (Tab. 2); in particolare, per il substrato roccioso si sono ipotizzate le proprietà tipiche di una roccia magmatica massiccia, mentre per il deposito glaciale si è considerata la presenza di una frazione prevalente granulare e una frazione limosa inferiore al 25%.

La ricostruzione della tavola del permafrost è stata condotta con il software agli elementi finiti GEOSLOPE, con riferimento a diversi scenari climatici (IPCC, 2007). Considerando che data la durata iniziale della stagione di ablazione (103 giorni) e la sua temperatura media (+5,9 °C), la temperatura nella morena raggiunge valori maggiori di 0°C fino ad una profondità variabile (per effetto della quota) tra 3,2

SIMULATIONS OF THERMAL PROFILE EVOLUTIONS

For the hydro meteorological stations of the study area, the length of the ablation season was defined (Fig. 7). Then, its dependence on the altitude was pointed out, obtaining for the altitude of interest (2750 m a.s.l.) an average value of the ablation season length equal to 103 days. The length of the ablation season was also correlated to the average annual temperature, so that for an annual temperature rise of 0.035 °C, an increase of 1 day in the ablation season was assessed. Considering rainfall data, the increase amount of rainfall/snowfall with elevations was determined, so obtaining 1440 mm of water equivalent at the elevation of 2750 m a.s.l. Considering the liquid precipitation falling in the 103 days of the ablation season, it was possible to obtain the relation between cumulate precipitation in the ablation season and temporal length of ablation season, so considering the liquid rainfall increment over years.

Considering the geological setting of the studied area, the average values of the thermal properties of the materials were defined (Tab. 2). In particular, a metamorphic-magmatic massive bedrock and a moraine containing mainly gravel and sand (with silt < 25%) were considered. Then, the thermal profile of the slope was obtained through the finite element software GEOSLOPE with reference to different climate scenarios (IPCC, 2007). Considering the actual climatic conditions, with an ablation season length of 103 days, a mean temperature in the ablation season equal to +5.9 °C, the active layer in the moraine is between 3.2 and 3.4 m below the soil surface. In the rock mass active layer the depth is higher (7.2 m at an elevation of 2690 m a.s.l., 5.1 m at an elevation of 2800 m a.s.l.), due to its greater thermal conduc-

m e 3,4 m. Nella roccia la profondità dell'isoterma 0 °C varia invece da 7,2 m ad una quota di 2690 m s.l.m. fino a 5,1 m in prossimità delle quote più elevate (2800 m s.l.m.).

Partendo dalla condizione attuale di temperatura media annua alla superficie del suolo di -1,1°C, si sono simulate diverse condizioni climatiche (Fig. 8), considerando un incremento medio annuo della temperatura di +0,035°C (pari ad un aumento della temperatura media annua di +1,75°C in 50 anni). I risultati della simulazione evidenziano un progressivo abbassamento della tavola del permafrost (Fig. 8): l'aumento di temperatura coinvolge profondità crescenti nel tempo e dopo circa 70 anni il permafrost scompare completamente dal deposito glaciale (Figg. 9 e 10).

Si è valutato inoltre l'approfondimento della tavola del permafrost su diversi orizzonti temporali in funzione dello scenario climatico (Fig. 11): con uno scenario di cambiamento climatico di tipo intermedio (B2) si ottiene un abbassamento della tavola del permafrost di circa 14 m in 50 anni; considerando invece uno scenario B1 (aumento di temperatura di +1 °C nei prossimi 50 anni), la profondità media della tavola del permafrost passa dai 3,3 m attuali a 7 m, con una perdita di spessore di poco meno di 4m; considerando infine uno scenario A1FI (+1,9 °C nel corso dei prossimi 50 anni), il permafrost praticamente scompare dal deposito sciolto, scendendo fino a 17 m di profondità, con una perdita di spessore di ben 13,7 m rispetto alle condizioni attuali. In tal modo è stato possibile ricavare un legame tra aumento di temperatura dell'aria e abbassamento della tavola del permafrost (Fig. 12).

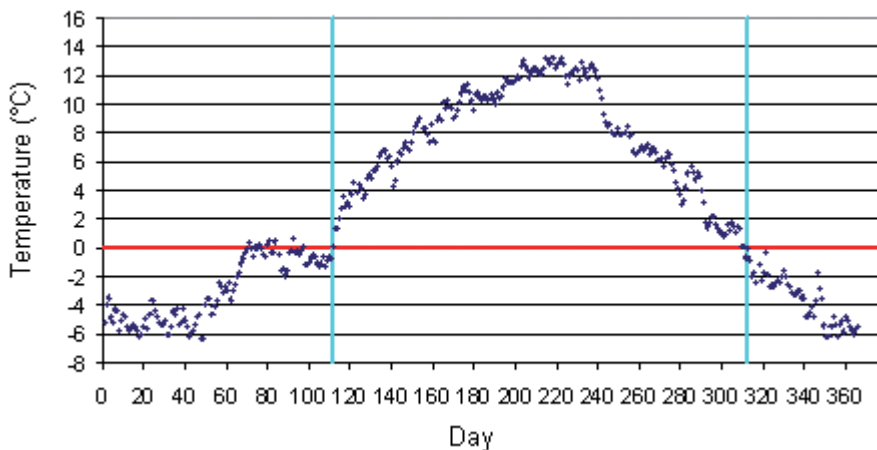
tivity. In the actual climatic conditions the mean annual temperature at the ground surface is -1.1 °C, so that according to the simulations an annual temperature rise of 0.035 °C (+1.75 °C in a period of 50 years) leads to a progressive deepening of the active layer, with a progressive lowering of permafrost table and the disappearance of permafrost from the moraine in nearly 70 years (Fig. 8).

This process, considering a constant annual rise in the air temperature, is faster in the first decades, then becoming slower as the active layer becomes thicker. The ground temperature increases with depth because of the geothermic gradient (1 °C/54 m). Passing years the temperature increase involve ground at higher depth (Fig. 9). After 50 years, for example, permafrost table is located at 14 m from the land surface (Fig. 10).

The study considers also the different depth increasing of permafrost table in a certain period of time (for example 50 years) in dependence of different climate scenarios (Fig. 11). Considering a warming scenario "B2" the loss of permafrost thick is 14 m in 50 years, while considering a scenario B1 (temperature increase of +1 °C in next 50 years) permafrost table lowering is nearly 4 m, from 3.3 m of the present situation to 7 m of the future situation (2050). Taking into account a more pessimistic scenario (A1FI) according to which the mean air temperature will increase of about +1.9 °C in the next 50 years, permafrost will disappear in a period of time of 50 years, that is a thick loss of 13.7 m referring to nowadays conditions.

Finally, as a result of the thermal profile evolution modelling, the lowering of the permafrost active layer was pointed out as a function

Fig. 7 - Determinazione della durata della stagione di ablazione media alla stazione della funivia Bernina (2014 m s.l.m.)
 - Example of average daily temperature (for the period 1989-2003) measured at the Bernina Station (2014 m a.s.l.). The corresponding average length of the ablation season is equal to 199 days



	CAPACITÀ TERMICA Thermal capacity	CONDUCIBILITÀ Thermal conductivity
	kJ/(m ³ °C)	J/(sec m °C)
Substrato roccioso/Bedrock	2490	2,5
Ghiaccio/Ice	1880	2,23
Acqua/Water	4187	0,605
Deposito glaciale/Glacial deposit	1875	2,0

Tab. 2 - Proprietà termiche dei materiali considerati
 - Thermal properties of the studied material

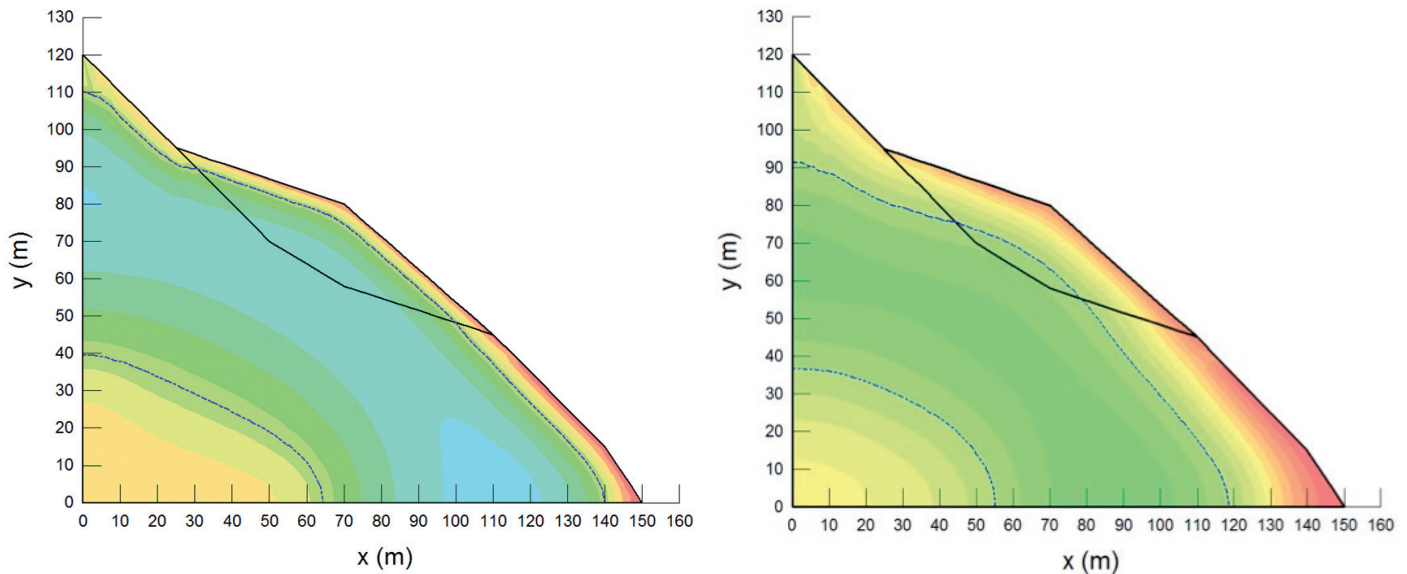


Fig. 8 - Esempi di profili di temperatura simulati: (a) nelle condizioni attuali; (b) dopo 50 anni, con un incremento medio annuo di temperatura pari a 1,75 °C. La linea tratteggiata indica la profondità alla quale si colloca la tavola del permafrost
 - Permafrost active layer (represented by the more superficial dotted line): (a) at present day (depth between 3.2 and 3.4 m from land surface); (b) after an average annual temperature rise equal to 1.75 °C (expected for the study area in the next 50 years)

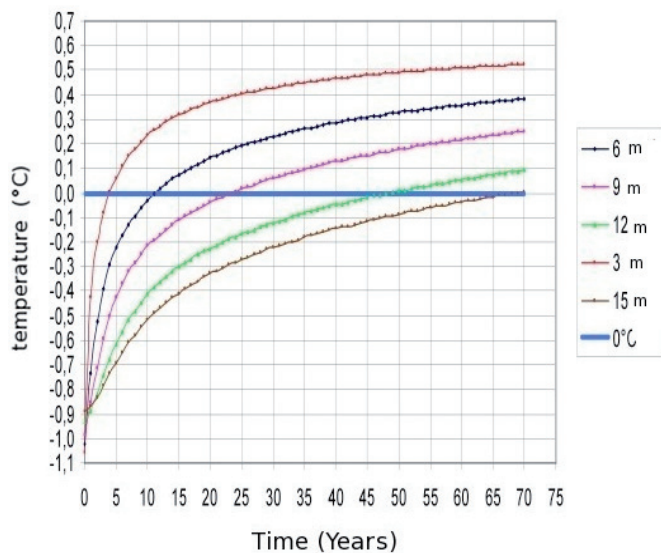


Fig. 9 - Aumento della temperatura nel tempo in corrispondenza di diverse profondità
 - Increase of temperature with time at different depth

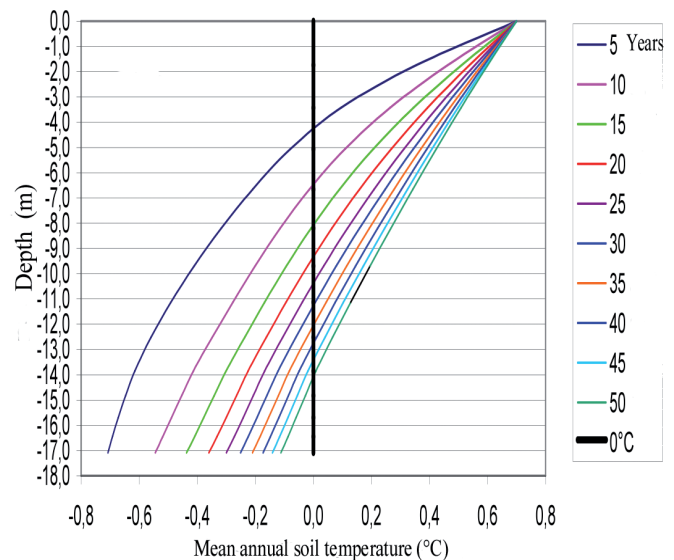


Fig. 10 - Andamento della temperatura nel sottosuolo per diversi orizzonti temporali
 - Temperature versus depth for different time

DEFINIZIONE DEL MODELLO CONCETTUALE

Nell'implementazione del modello concettuale si sono considerate tre diverse tipologie di permafrost: continuo, discontinuo e sporadico. La prima tipologia (Fig. 13a) è quella più diffusa alle quote elevate, dove il ghiaccio interstiziale è alimentato dalle acque di fusione nivale

of the temperature rise (Fig. 12).

CONCEPTUAL MODEL DEFINITION

In the conceptual model different kind of permafrost were considered to be present in the moraine below the active layer: saturated, discontinues and sporadic. Saturated permafrost is present in the moraine as a cement of continuous ice, having a volume

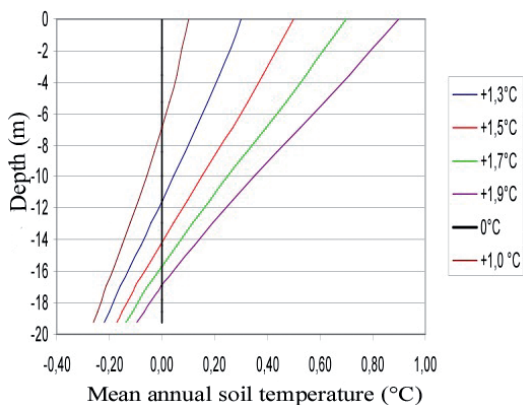


Fig. 11 - Abbassamento della tavola del permafrost in funzione dello scenario di emissione (e quindi dell'aumento di temperatura previsto in 50 anni)
 - Permafrost table thawing in 50 years versus warming scenario

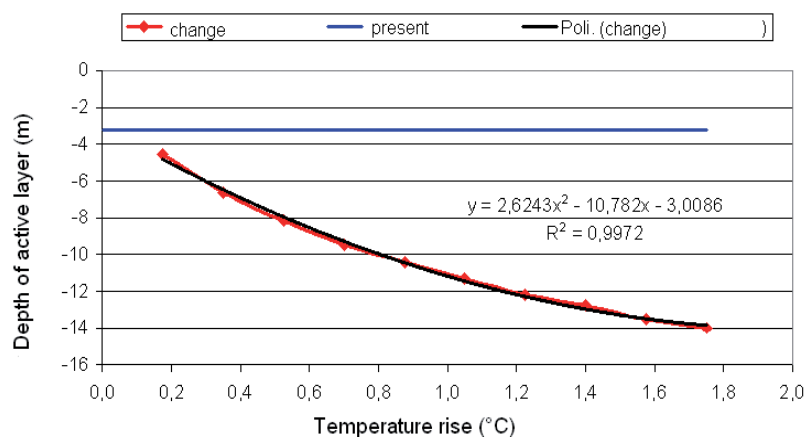


Fig. 12 - Andamento della profondità della tavola del permafrost in funzione dell'aumento di temperatura
 - Permafrost active layer lowering versus temperature rise

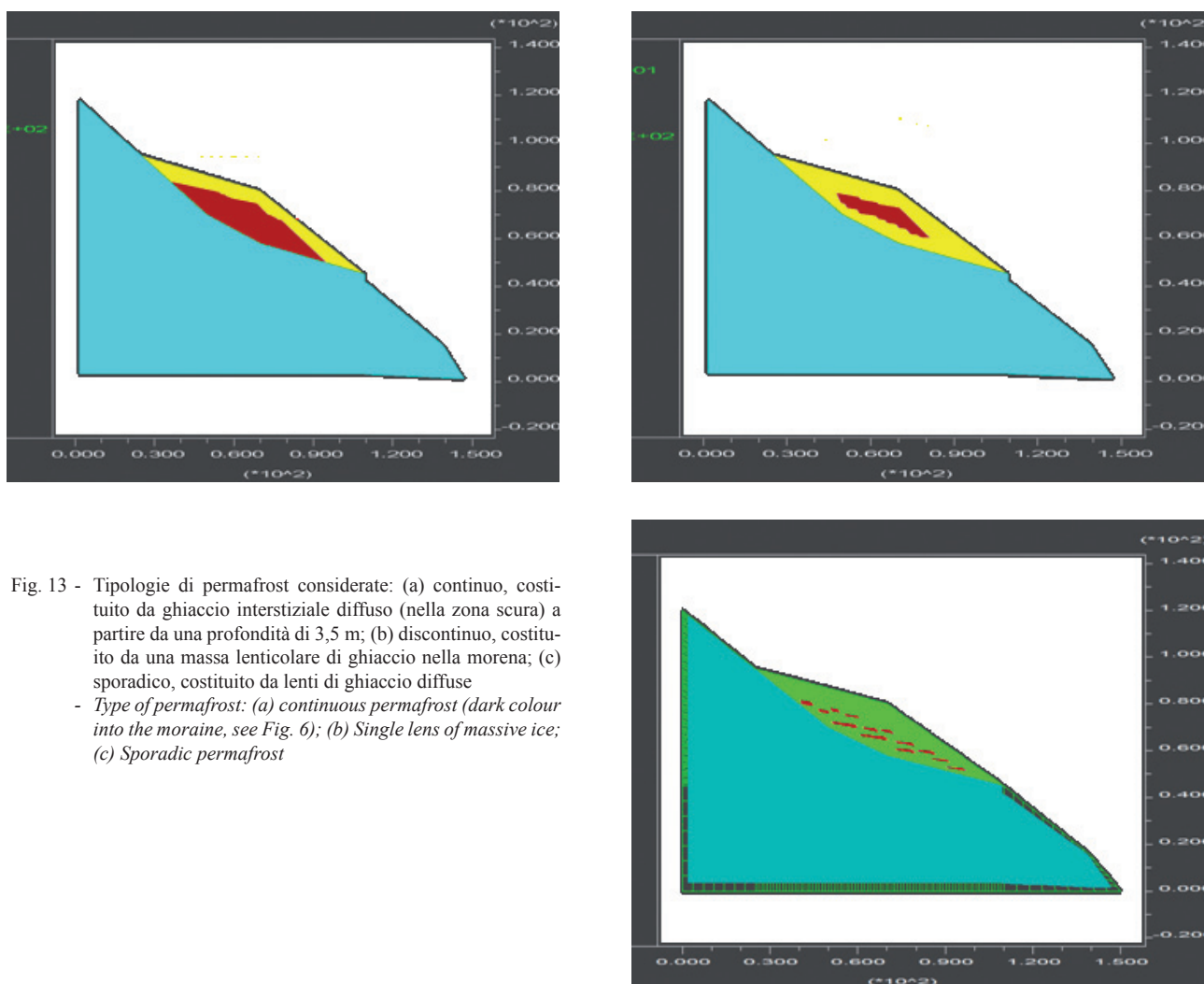


Fig. 13 - Tipologie di permafrost considerate: (a) continuo, costituito da ghiaccio interstiziale diffuso (nella zona scura) a partire da una profondità di 3,5 m; (b) discontinuo, costituito da una massa lenticolare di ghiaccio nella moraine; (c) sporadico, costituito da lenti di ghiaccio diffuse
 - Type of permafrost: (a) continuous permafrost (dark colour into the moraine, see Fig. 6); (b) Single lens of massive ice; (c) Sporadic permafrost

che gelano in profondità; in tal caso, il permafrost assume la forma di un cemento di ghiaccio diffuso in maniera continua all'interno dei pori. Nel secondo caso (Fig. 13b) il permafrost si presenta sotto forma di lenti massive e il suolo gelato non si estende fino al contatto fra substrato roccioso e morena a causa dell'elevata conducibilità termica della roccia (a 20 m di profondità si può avere una temperatura fino a 0,5°C più alta rispetto agli strati più superficiali); inoltre, la presenza del ghiaccio in prossimità del contatto fra roccia e morena è spesso impedita dal flusso delle acque sotterranee che si localizza proprio in tale zona. La terza tipologia (Fig. 13c), caratterizzata dalla presenza di lenti di ghiaccio diffuse, è frequente nei cordoni morenici, specialmente in quelli risalenti alla piccola era glaciale (GUDE & BARSCH, 2005).

Non disponendo di dati sperimentali, le proprietà meccaniche dei materiali sono state assegnate in base a valori tipici dei materiali presenti nel dominio di studio, considerando un range di variazione per i parametri ritenuti di maggiore interesse (Tabb. 3 e 4). Per il substrato roccioso si sono considerati valori caratteristici delle rocce metamorfiche e magmatiche presenti nella zona di interesse (serpentiniti, gneiss, gabbri). Per il ghiaccio, i valori del modulo di Bulk K e del modulo di taglio G sono stati ricavati a partire dal modulo di Young e dal coefficiente di Poisson (THOMAS, 1973). Il deposito glaciale si ritiene costituito, in base alle osservazioni effettuate in sito, da una prevalente frazione granulare, con una coesione dovuta alla presenza di argille glaciali (tilliti).

Poiché, inoltre, si intende studiare la stabilità del pendio in diversi istanti temporali, riconducendosi di fatto da un problema in transitorio ad uno in regime stazionario, si è ipotizzato valido anche per il ghiaccio un criterio di rottura di tipo Mohr-Coulomb, per il quale i parametri di resistenza sono espressi in funzione della temperatura (Fig. 14), in accordo con le osservazioni sperimentali di vari Autori

depending on the moraine porosity (Fig. 13a); this continuous permafrost is widespread at the highest altitudes, where the pore ice is supplied by snowfields. Discontinuous permafrost has massive ice lenses in which the ice fills a volume greater than the pore volume of the moraine (Fig. 13b); in this case the permafrost doesn't reach the contact bedrock-moraine in consequence of the bedrock high thermal conductivity and because of a possible localised groundwater flow along the same contact. Sporadic permafrost (sometimes called island permafrost) appears like ice lenses widespread in the moraine (Fig. 13c); this permafrost typology is typical of moraine cords, especially in the moraine cords of the Little Glacial Period (GUDE & BARSCH, 2005).

Having no laboratory tests, the mechanical properties were assigned on the base of literature values, considering a range for those parameters thought of great importance for the following simulations (Table 3 and 4). Main parameters have been varied in a range of typical value.

Bedrock's properties are typical of metamorphic and magmatic rock of the Valmalenco (serpentines, gneiss, gabbers). Ice's bulk modulus K and shear modulus G are determined by Young modulus and Poisson coefficient (THOMAS, 1973). Based on in situ survey, glacial debris are considered as coarse debris with a fine fraction of glacial clay.

The effect of ice temperature on the stability of the slope was investigated by considering the behaviour of permafrost dependent on the ice content (Tab. 3) and selecting the appropriate temperature dependant strength parameters (Fig. 14), arising from laboratory tests (AKSENOV *et alii*, 2003).

	Angolo di attrito Friction angle Φ (°)	Coesione Cohesion (Pa)	Densità Density (kg/m ³)	Modulo di Bulk Bulk Modulus K (Pa)	Modulo di taglio Shear Modulus G (Pa)	Resistenza a trazione Tensile strength (Pa)	Permeabilità Permeability H (m/s)
Roccia/Bedrock	55	$1,4 \cdot 10^5$	2700	$23 \cdot 10^8$	$1,25 \cdot 10^8$	$8,0 \cdot 10^6$	10^{-11}
Detrito/Debris	43	$10 \cdot 10^3$	1800	$2,4 \cdot 10^8$	$2,50 \cdot 10^7$	0	10^{-4}
Ghiaccio/Ice	Φ (t)	c(t)	920	$20 \cdot 10^8$	$92,31 \cdot 10^7$	$2,0 \cdot 10^5$	10^{-6}

Tab. 3 - Proprietà geomeccaniche dei materiali costituenti il pendio
- *Geomechanical properties of the considered geomaterials*

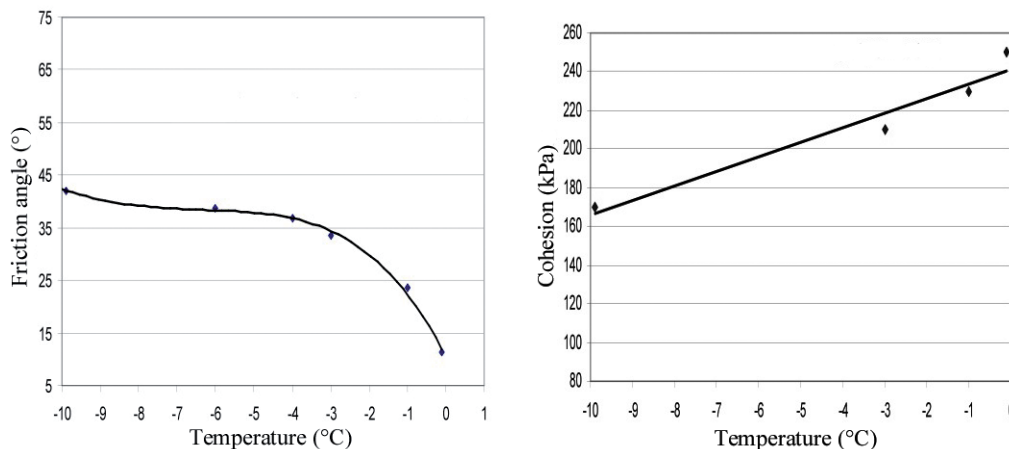


Fig. 14 - Andamento dell'angolo di attrito (a) e della coesione (b) del ghiaccio in funzione della temperatura. Le interpolazioni sono effettuate sui dati riportati da FORT & SCHULSON (2007)
- *Ice friction angle (a) and cohesion (b) versus temperature (data taken from FORT & SCHULSON, 2007)*

(AKSENOV *et alii*, 2003).

SIMULAZIONI E RISULTATI

Nonostante il problema sia evidentemente di tipo accoppiato meccanico-idraulico e termico, le simulazioni sono state condotte in maniera disaccoppiata. Dopo aver simulato l'evoluzione del profilo termico (come descritto nei paragrafi precedenti), i risultati ottenuti sono stati utilizzati come input nel software FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua, ITASCA, 1998) per la risoluzione del problema accoppiato idraulico-meccanico. A questo scopo il dominio (Fig. 6) è stato discretizzato con una griglia di 100x125 celle, aventi dimensione minima di 0,5 x 0,3 m² in corrispondenza della zona di maggiore interesse (deposito glaciale sede del permafrost).

Ai fini della modellazione sono state imposte le seguenti condizioni al contorno:

- spostamento nullo lungo i limiti del dominio;
- ricarica superficiale funzione dell'ablazione e quindi della temperatura.

Lo scioglimento del permafrost è stato simulato introducendo una condizione al contorno interna, quantificando il flusso di acque di fusione in funzione dell'aumento di temperatura ΔT e dalla tipologia del permafrost presente nel sottosuolo.

SIMULAZIONI PARAMETRICHE A LUNGO TERMINE

Le simulazioni sono state condotte in maniera parametrica, al fine di valutare l'influenza di alcuni tra i parametri più significativi (Tab. 4) sulle soglie di temperatura critica, cioè in grado di innescare il franamento per i tre diversi schemi di permafrost (Fig. 13).

I risultati delle simulazioni evidenziano che, per ogni valore di coesione esiste un aumento di temperatura critico che rende instabile il pendio nel caso di permafrost discontinuo e sporadico, mentre per coesioni maggiori di 8 kPa lo scioglimento del permafrost continuo non determina situazioni di collasso (Fig. 15). Nel caso il pendio presenti una bassa coesione (1 kPa), è sufficiente un aumento di temperatura variabile fra 0,3 e 0,5°C perché venga meno l'equilibrio. Al crescere della coesione si ha un progressivo e significativo ritardo del franamento nel caso di permafrost continuo, mentre nel caso di un'unica lente di ghiaccio massivo si ha comunque lo scivolamento del materiale soprastante; un effetto analogo, seppure meno evidente, si ha nel caso di lenti di ghiaccio sporadiche, con la formazione di una superficie di rottura preferenziale.

Nel caso il permafrost sia presente sotto forma di un'unica lente massiva, al crescere della profondità della lente stessa, aumenta la temperatura critica in grado di destabilizzare il versante (Fig. 16).

Considerando che l'angolo d'attrito minimo del materiale che garantisce la stabilità nella configurazione iniziale è di 34° (con una pendenza massima del pendio pari a 40° ed una coesione di 8 kPa), come osservato anche per la coesione, al crescere dell'angolo di attrito si ha un evidente ritardo nel franamento del pendio nel caso di permafrost continuo (Fig. 17), mentre nei casi discontinuo e sporadico l'andamento è pressoché lineare, leggermente saturante, e la rottura si

SIMULATIONS AND RESULTS

Even if the problem being studied is evidently coupled thermal-hydraulic and mechanical, the simulations were carried out with an uncoupled approach. First the thermal profile was simulated (see the previous section), then it was inserted as input in the software FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua, ITASCA, 1998) for the solution of the coupled hydro-mechanical problem.

At this aim the modelling domain (Fig. 6) was split into 100x125 cells having minimum size equal to 0.5x0.3 m² in the most interesting area, that is the moraine containing permafrost.

The following boundary conditions were considered:

- null displacements along the domain border;
- a recharge from the land surface, depending on temperature and ablation.

As far as the thawing permafrost is concerned, it was modelled as an internal boundary condition, considering a water flow melting from the ice during the ablation season that depends on temperature increment and permafrost type.

PARAMETRICAL LONG TIME SIMULATIONS

The numerical simulations were carried out with a parametrical approach (Tab. 4) to identify the critical geomorphologic and climatic conditions in the long term. In the analysis the three different permafrost typology (Fig. 13) were considered and were compared in order to point out the more critical conditions.

In case of ice lenses or massive ice, each cohesion value leads to instability for a certain temperature increase, whereas for cohesion higher than 8 kPa, the thawing of continue permafrost doesn't modify slope stability (Fig. 15). On the contrary, for low values of cohesion (1 kPa) a temperature increase of only 0.3 to 0.5°C leads to instability conditions. With increasing cohesion, the failure delay is more evident in presence of continue permafrost, while in the cases of ice lenses and massive ice, the failure occurs also with high value of cohesion because of the formation of a failure surface into the moraine.

Considering massive ice, the higher its depth, the higher the temperature increase that leads to slope failure (Fig. 16).

The lowest friction angle that assures the stability in the current conditions is 34° (with a slope reaching 40° and with a cohesion of 8 kPa). As observed for cohesion, with increasing friction angle, in presence of continue permafrost the failure occurs only in the most pessimistic scenarios (Fig. 17), while in cases of ice lenses and massive ice, the failure occurs also with modest temperature increases because of the formation of a failure surface in the slope. The critical condition, that leads to instability also considering high friction angle values typical of moraine material, are reached considering a temperature increase of +1°C in case of ice lens and +0.9 °C in case

verifica anche per modesti incrementi di temperatura; la condizione critica, per la quale si ha instabilità anche in presenza dei rilevanti angoli di attrito caratteristici delle morene, corrisponde ad un aumento di temperatura di 1°C nel caso di più lenti diffuse e di 0,9°C nel caso di un'unica lente massiva. Considerando la presenza di lenti di ghiaccio uniformemente distribuite a partire da una profondità di 4-6 m, il comportamento geomeccanico del pendio non risulta significativamente influenzato dalla frequenza delle lenti stesse (Fig. 18, 19). Se invece la profondità minima delle lenti di ghiaccio è maggiore di 10 m (Fig. 20), e quindi le lenti sono presenti solo nella porzione centrale del pendio e non in corrispondenza della porzione più a valle della morena, si osserva un netto miglioramento delle condizioni di stabilità. Analogamente, nel caso di permafrost continuo la porosità della morena, per valori superiori al 40%, influenza notevolmente le condizioni critiche per l'insorgere di fenomeni di instabilità (Fig. 21).

E' evidente dai risultati della modellazione che, oltre ovviamente alle proprietà meccaniche e ai parametri di resistenza del deposito glaciale, la tipologia del permafrost e la configurazione del ghiaccio nel sottosuolo rivestono un ruolo fondamentale nel determinare la predisposizione di un versante al franamento in seguito al cambiamento climatico. In particolare, in presenza di lenti di ghiaccio massive l'incremento di temperatura critico è pari a 0,3-0,5 °C, mentre per permafrost continuo e sporadico tale soglia critica aumenta rispettivamente a 1,2 e 0,8 °C. Inoltre, nel caso di permafrost sporadico assume grande importanza la collocazione delle lenti di ghiaccio (la condizione critica corrisponde alla presenza di ghiaccio nelle porzioni terminali di valle della morena), mentre in presenza di permafrost continuo il parametro che maggiormente influenza le condizioni di stabilità è il contenuto volumetrico di ghiaccio, generalmente variabile tra il 40 e il 60%.

CINEMATISMI E MECCANISMI DI ROTTURA

L'estensione delle aree potenzialmente interessate dai fenomeni di instabilità derivanti dallo scioglimento del permafrost dipende, ovviamente, dal tipo di cinematismo. Le simulazioni indicano che il meccanismo di rottura è tipicamente tipo di rotazionale (Fig. 22) e che il collasso è generalmente associato all'improvviso svuotamento dei livelli acquiferi. Ciò comporta, evidentemente, la presenza di notevoli quantità di acqua, che spesso determinano l'evoluzione del fenomeno in debris flow, soprattutto in presenza di ghiaccio massivo.

Nel caso di permafrost continuo, il collasso è favorito dallo sviluppo di meccanismi di *piping*, che possono evolvere originando localmente fenomeni di liquefazione. Il flusso delle acque di fusione, infatti, può portare alla rimozione della frazione fine del deposito

of massive ice.

Assuming ice lenses into the moraine diffused starting from depth of 4-6 m, results shows that slope stability isn't greatly influenced by ice lenses frequency (Fig. 18, 19), whereas the minima ice lenses depth is very important: slope stability isn't modified only when this depth is greater than 10 m, that is ice lens aren't present in the moraine foot (Fig. 20).

Considering continue permafrost, moraine porosity, that is the percentage of ice into glacial debris, influences the triggering of instability, especially for porosity values greater than 40%.

The results show the remarkable importance of permafrost typology. In particular, in presence of massive ice lenses, the critical temperature rise is equal to 0.3-0.5°C; whereas, for continuous and sporadic permafrost, the critical temperature rise is equal respectively to 1.2 and 0.8°C. Also, in the case of sporadic permafrost, the location of the lenses (in terms of distance from the moraine foot and depth) has great effects on the stability, whereas, in presence of continuous permafrost, the most affecting parameter is the volumetric ice content, generally ranging in between 40-60% (Fig. 21).

KINEMATISMS AND FAILURES MECHANISMS

The extension of the areas potentially interested by the phenomenon depends on its kinematism. According to the modeling results, the failure mechanism is typically rotational (Fig. 22). Moreover, the simulations show that the failure generally comes with a sudden emptying out of the aquifers. Therefore, a significant water release takes

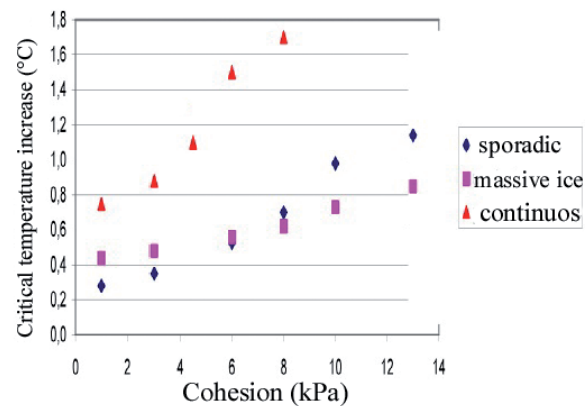


Fig. 15 - Andamento della temperatura critica in funzione della coesione della morena e della tipologia di permafrost presente
 - Critical temperature rise versus cohesion for different permafrost typology

PARAMETRI/PARAMETERS	INTERVALLO DI VARIAZIONE/RANGE
Coesione - Cohesion	1-13 kPa
Porosità - Porosity	0,3-0,6
Angolo di attrito della morena - Moraine friction angle	30-43°
Volume lenti di ghiaccio/volume totale - Ice lens volume/total volume	0,05 - 0,4
Minima profondità della lente di ghiaccio - Minimum depth of ice lens	4-10 m

Tab. 4 - Range di variazione dei parametri utilizzati per le simulazioni parametriche
 - Range of variability of parameters used for parametrical simulations

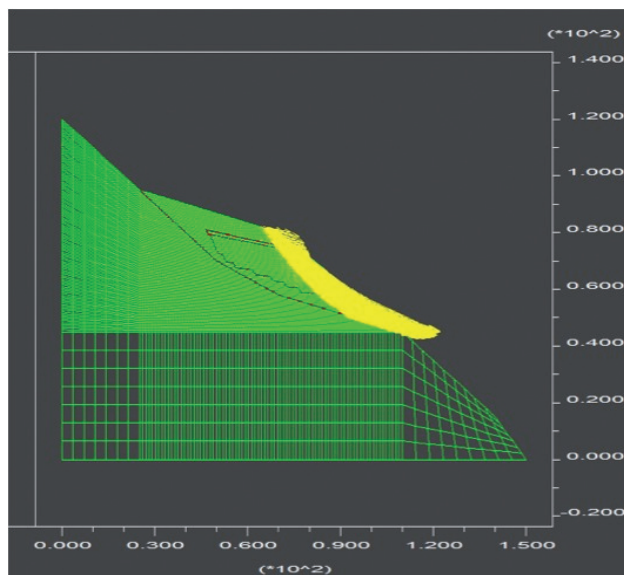
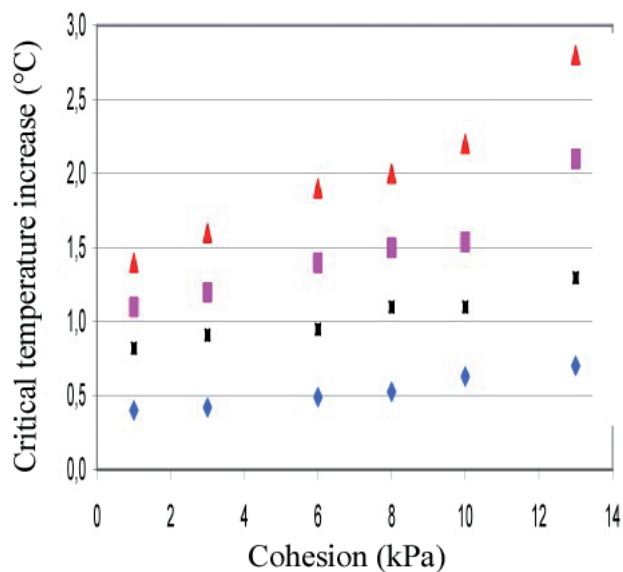


Fig. 16 - (a) Aumento di temperatura critico per cui il pendio diviene instabile in funzione della coesione della morena e della profondità minima della lente (si considera il caso 2, ovvero la presenza di permafrost discontinuo). (b) Esempio di instabilità lungo una superficie preferenziale
 - (a) Critical temperature rise versus cohesion for the different permafrost depth (case 2, Fig. 13); (b) example of slope instability

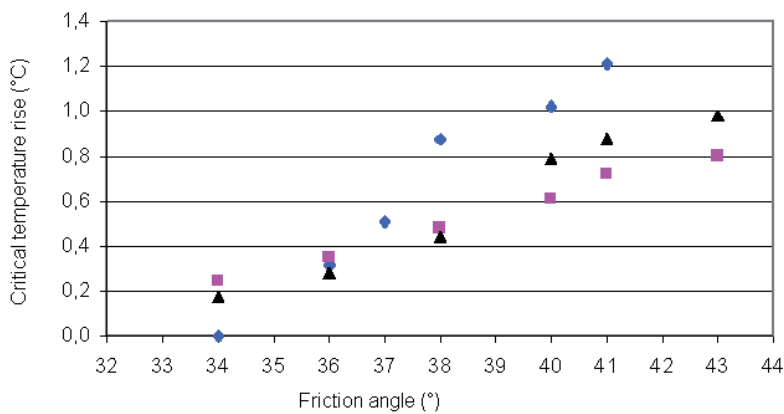
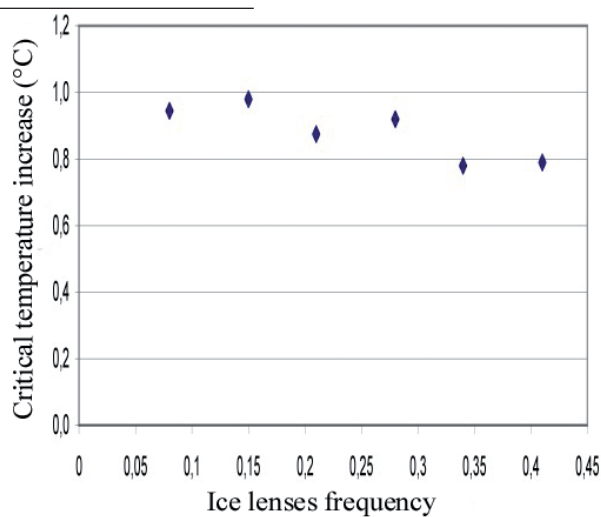


Fig. 17 - Andamento della temperatura critica in funzione dell'angolo di attrito interno e della tipologia di permafrost presente
 - Critical temperature rise versus friction angle for the different permafrost typology (Fig. 13)

Fig. 18 - Andamento della temperatura critica in funzione della frequenza volumetrica delle lenti di ghiaccio nella morena (nel caso di permafrost sporadico)
 - Critical temperature rise versus volumetric frequency of ice lenses



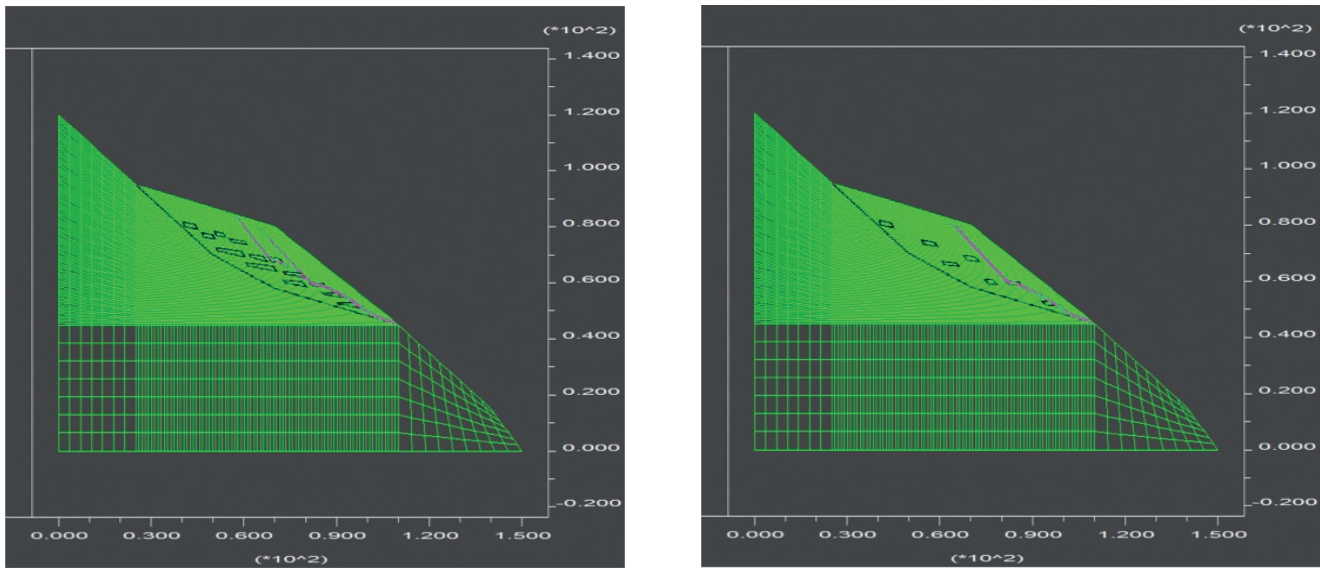


Fig. 19 - Esempio di come una minore frequenza delle lenti di ghiaccio non porti ad un sostanziale miglioramento delle condizioni di stabilità: (a) instabilità con alta frequenza delle lenti di ghiaccio nella morena; (b) nonostante la minore frequenza delle lenti di ghiaccio nella morena si ha egualmente instabilità (le simulazioni si riferiscono ad un aumento di temperatura di 0,98°C)
 - (a) A high frequency of ice lenses leads to instability conditions. (b) A lower frequency of ice lenses doesn't change instability conditions (simulations refers to a temperature increment of 0,98 °C)

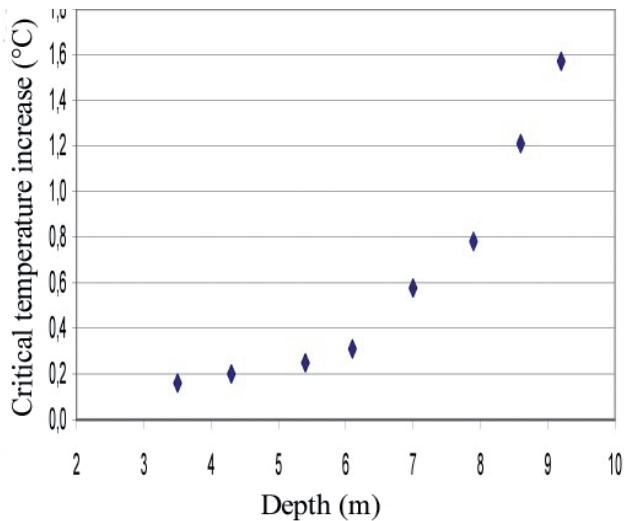
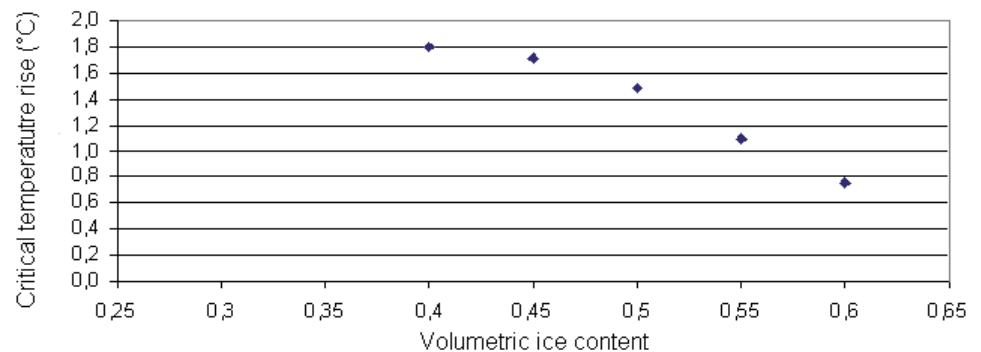


Fig. 20 - Andamento della temperatura critica in funzione della profondità minima alla quale sono collocate le lenti di ghiaccio
 - Critical temperature rise versus depth of the sporadic permafrost

Fig. 21 - Andamento della temperatura critica in funzione della porosità nel caso di permafrost continuo
 - Critical temperature rise versus volumetric ice content in presence of continuous permafrost



glaciale, con la conseguente formazione di piccoli canali, cavità o lenti a bassa resistenza, e quindi allo sviluppo di fenomeni di *piping*. La presenza di una superficie di discontinuità fra detrito permeabile e substrato impermeabile, i valori elevati di gradiente idraulico nella porzione valliva della morena, l'aumento nel tempo delle portate defluenti e del gradiente idraulico sono tutti fattori predisponenti all'insorgere di questi fenomeni di *piping*. Essendo inoltre la granulometria delle morene molto eterogenea (Fig. 23), con la presenza di argille glaciali (tilliti), la propensione al *piping* può essere rilevante, come evidenzia l'applicazione del metodo di KENNEY & LAU (1985, Fig. 24). Valutando poi col metodo di ZASLAVSKY & KASSIFF (1965) i gradienti idraulici critici (risultati pari a 0,52) e confrontandoli coi gradienti ottenuti dalla modellazione, si sono individuate le zone di insorgere del *piping*, generalmente localizzate al piede della morena, dove i gradienti idraulici sono più elevati (Fig. 25a).

L'evoluzione del *piping* è stata simulata con un metodo iterativo (BONOMI *et alii*, 2005), identificando dapprima le celle nelle quali il processo di erosione sotterranea può innescarsi; in tali celle, le cavità generate dal *piping* sono state simulate introducendo un materiale equivalente, caratterizzato da permeabilità e porosità elevate e bassa densità (WATANABE & IMAI, 1984). Le simulazioni successive hanno quindi permesso di identificare le zone di espansione del *piping* (Fig. 25b). In relazione alle condizioni complessive di stabilità, si osserva che se durante l'evoluzione del fenomeno le cavità generate dal *piping* tendono a chiudersi, impedendo così il drenaggio, le pressioni neutre all'interno di tali cavità tendono ad aumentare al crescere dell'estensione delle cavità stesse; di conseguenza, la resistenza al taglio del materiale diminuisce e si può giungere alla rottura. Inoltre, in condizioni non drenate, l'incremento delle pressioni neutre può essere talmente elevato da annullare gli sforzi efficaci, determinando così la liquefazione del materiale (Fig. 26).

In relazione all'esistenza di eventuali precursori dell'instabilità, si rileva che nel caso di lenti di ghiaccio diffuse il collasso è preceduto da una progressiva comparsa di cedimenti differenziali in superficie (Fig. 27), mentre nel caso di permafrost continuo il principale precursore d'evento è l'incremento delle pressioni interstiziali in corrispondenza della parte più a valle della morena per il monitoraggio delle pressioni interstiziali che, in seguito all'intensificazione del flusso originato dalla fusione del permafrost, possono determinare, unitamente a meccanismi di *piping*, fenomeni di liquefazione.

EFFETTI DELLO SCIoglimento DEL PERMAFROST NEL BREVE PERIODO

A conclusione dello studio sono state condotte delle analisi a breve termine, considerando gli effetti sulla stabilità di un'estate eccezionalmente calda. A questo scopo si sono simulati i profili termici

place, bringing about the evolution of the phenomenon in debris flow, especially in presence of massive ice.

If a continuous permafrost is present, the locally high porosity can bring about a groundwater flow concentration along main directions having high permeability, according to the piezometrical gradient that often achieves its highest value near the foot of the moraine (groundwater exit point). If the piezometrical gradient achieves a critical threshold, localized piping phenomena can initiate, with the removal of finest materials and the consequent further increase of permeability. Evidently, the process grows by itself: once soil particles are removed by erosion, the magnitude of the erosive forces increases due to the increased concentration of the flow.

Actually, the slope moraines are a typical geological situations where piping phenomena can be significant, because of the concurrence of several adverse conditions. First of all, the grains size, characterized by high heterogeneity, with glacial clays (Fig. 23) prone to piping (Fig. 24), can lead to piping phenomena, as result applying the KENNEY & LAU'S method (1985). Besides that, the high slope dip and moraine porosity bring about a critical piezometrical gradient for piping initiation; in the case study, the critical threshold is equal to 0.52, according to the ZASLAVSKY & KASSIFF (1965) method. Moreover, the high piezometrical gradient, localized at the moraine foot often exceeds the critical threshold, so that piping phenomena can be retain very probable.

The pipe evolution was simulated iteratively (BONOMI *et alii*, 2005), starting from the identification of those cells where processes of pipe initiation take place (Fig. 25a). In these cells, pipes were inserted in the model as an equivalent material having higher permeability and porosity and lower density (WATANABE & IMAI, 1984), and then a new simulation was carried out to identify those cells interested by pipes growing (Fig. 25b). If during the evolution of the phenomenon the pipes clog, they may behave as closed pipes (not connected to the land surface); then, the porewater pressures at the pipe outlet became higher and higher with the increase of the pipe length. In the latter case, the more the porewater pressure increases, the more the shear strength decreases, thus leading to the failure. Also, in undrained conditions, if the increment in porewater pressures is very high, it can even set the effective stresses to zero with the consequent soil liquefaction (Fig. 26). The simulations also showed that the depth to which the liquefaction can take place increases with the increase of the temperature, involving larger and larger volumes of the moraine.

In case of ice lens into the moraine, moraine collapse takes place after appearance of differential subsiding (Fig. 27), while in case of continuous permafrost collapse takes place after pore pressure increase and flow rise, so that interstitial pore pressure must be monitored.

GROUND ICE MELTING: SHORT TIME SIMULATIONS

Finally, some short time simulations were carried out, studying the effects on the stability of a very hot summer. To this aim, the thermal profiles were simulated pointing out the correlation between the thawing permafrost and the temperature deviation with respect to

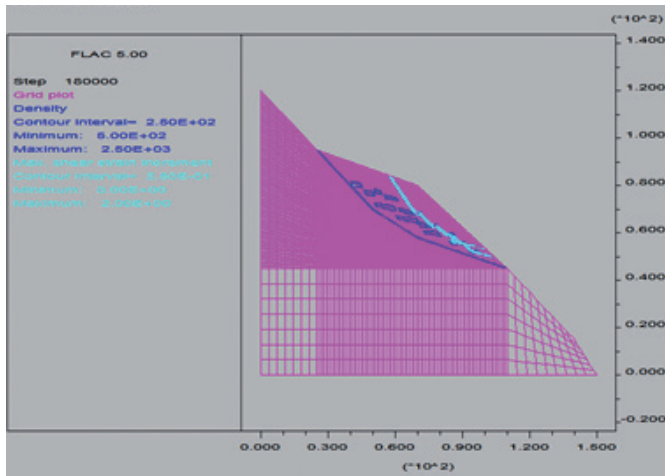


Fig. 22 - Esempio di simulazione: massimo incremento di sforzo di taglio (in azzurro) nel caso di permafrost sporadico
 - Example of simulations results: max shear stress increment (in blue) for the case of sporadic permafrost (in dark blue are the lenses and the contact moraine-bedrock)

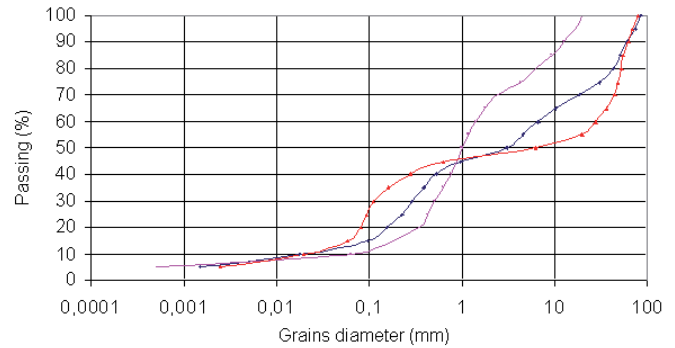


Fig. 23 - Curve granulometriche tipiche ottenute per le morene della Val Sissone
 - Grains size distributions obtained for the Sissone Valley moraines

Fig. 24 - Curva H-F per l'applicazione del metodo di KENNEY & LAU (1985). F è la percentuale di grani aventi diametro D. H è la percentuale di grani aventi diametro 4D. La linea tratteggiata divide la zona di stabilità (in alto) dalla zona di instabilità (in basso). La granulometria che caratterizza il materiale morenico si presta alla nascita di meccanismi di piping: il rapporto H/F è quasi sempre inferiore all'unità
 - Application of the KENNEY & LAU's method (1985) to the 3 grain size distribution curves in Figure 23. F is the percentage of grains having diameter D; H is the percentage increment of grains having diameter 4D with reference to the ones having diameter D. The dotted line divides the stability zone (above) from the instability zone (below); the 3 curves are the H(F) curves for the case examined

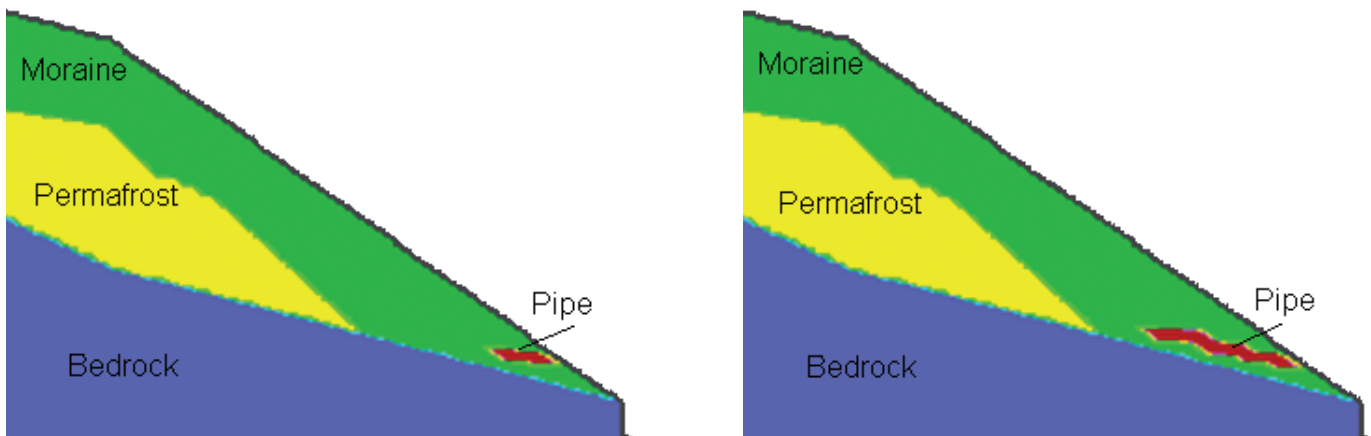
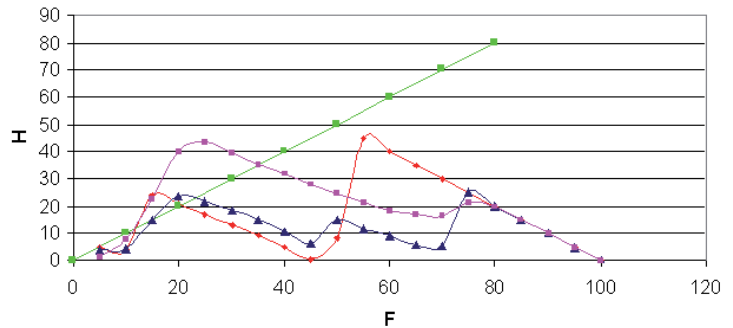


Fig. 25 - Evoluzione del fenomeno del piping: (a) fase iniziale (le celle aventi gradiente piezometrico maggiore o uguale a j_{cr} sono raffigurate in rosso al piede del pendio); (b) ampliamento della zona interessata dal piping
 - Piping evolution: (a) in the starting phase (the cells having water table gradient equal or higher than j_{cr} are showed at the foot of the slope in red); (b) pipes widening

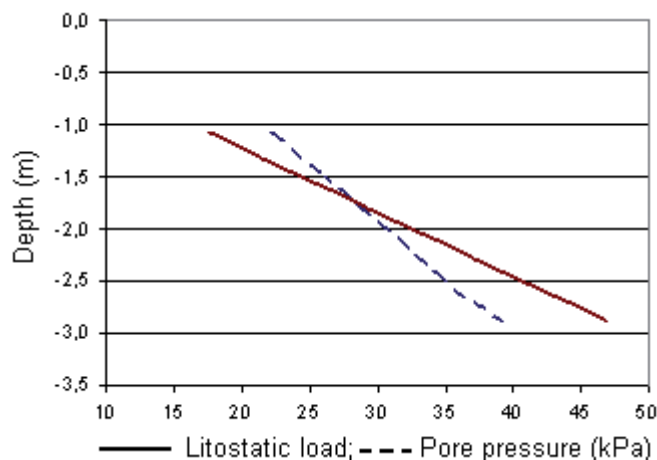


Fig. 26 - Andamento del carico litostatico e delle pressioni neutre dell'acqua con la profondità, nel caso di porosità pari a 0,6 e aumento della temperatura di 0,35°C
 - Lithostatic load and pore pressure for different depth along a vertical section at the moraine foot for a porosity of 0,6 and temperature increase of 0,35°C

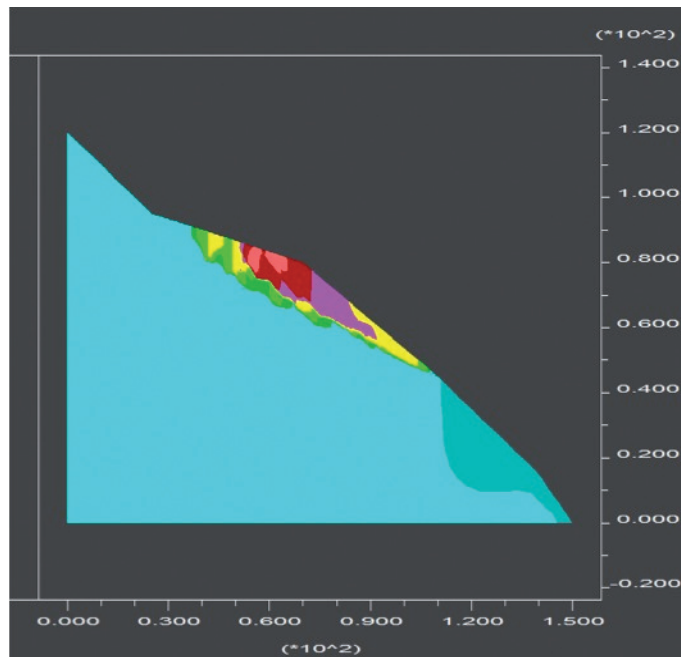
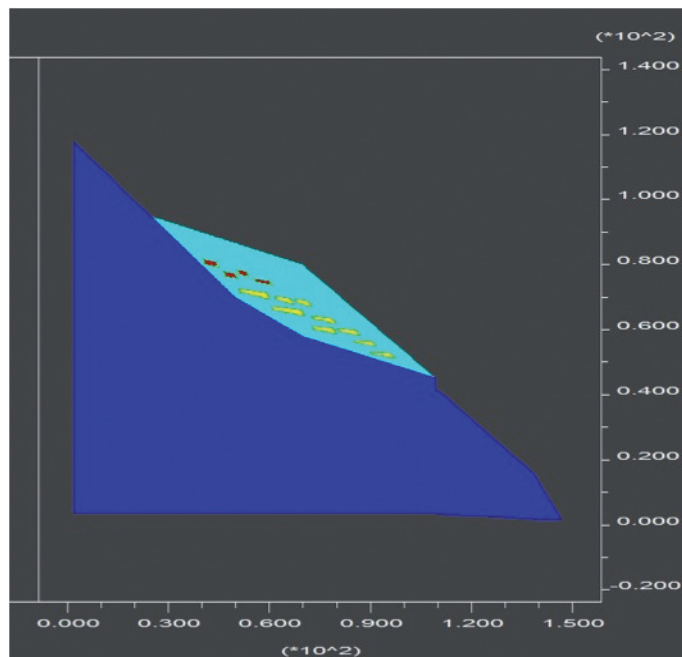


Fig. 27 - (a) Lo scioglimento delle lenti più superficiali (in rosso) provoca la comparsa di cedimenti sulla superficie. (b) Spostamenti in direzione y: i valori massimi si hanno nelle zone rosse (3 cm)
 - (a) Ice lenses melting (red) causes the appearance on the moraine of differential subsiding; (b) displacement in y direction: the major settlements take place in the red zones (3 cm)

nel sottosuolo in base ai quali si è determinata la correlazione tra lo spessore di permafrost che si scioglie e lo scarto di temperatura rispetto alla media estiva (Fig. 28), che per l'area di interesse è risultata di circa 6°C a 2700 m s.l.m. per il periodo 1864-2008 (Fig. 29). In seguito, le simulazioni accoppiate geomeccaniche e idrauliche hanno consentito di individuare il valore critico delle scarto di temperatura estiva ΔT in relazione ad alcuni parametri, quali quota, ovvero temperatura media estiva T, pendenza e percentuale di volume occupato dal ghiaccio (Fig. 30). Il grafico ottenuto considera scarti della temperatura media del trimestre estivo compresi fra 0,2°C e 4,1°C. Si

its average summer value (Fig. 28), that for the study area is equal to 6°C at 2700 m a.s.l., considering temperature data measured in the period 1864-2008 (Fig. 29).

Then, some coupled mechanical and hydraulic simulations allowed to identify the critical summer temperature deviation ΔT as a function of some parameters such as elevation (mean summer temperature), moraine porosity (percentage of ice into the glacial debris) and slope dip (Fig. 30).

The graph considers temperature deviations, with respect to its average summer value, ranging from 0.2°C to 4.1°C and elevations

considerano inoltre quote comprese fra 2500 m s.l.m. e 3500 m s.l.m., ovvero temperature medie del trimestre estivo comprese fra 7,96°C e 2,76°C. Il rapporto adimensionale $\Delta T/T$, varia nell'intervallo compreso tra 0,025 (aumento di temperatura di 0,2°C ad una quota ove la temperatura media estiva è di 7,96°C) e 1,5 (aumento di temperatura di 4,1°C ad una quota ove la temperatura media estiva è di 2,76°C).

Le pendenze critiche risultano comprese tra 21° (per pendenze inferiori il pendio tende ad essere incondizionatamente stabile) e 47° (per pendenze superiori si ha sempre instabilità, posto l'angolo d'attrito pari a 43° e la coesione pari a 5 kPa, indipendentemente dallo scioglimento del permafrost).

I risultati ottenuti evidenziano che l'instabilità interessa versanti con pendenze via via inferiori se, a parità di scarto, si considerano temperature medie estive inferiori ovvero quote più elevate. Condizioni di instabilità per pendenze significativamente inferiori alla pendenza limite di equilibrio del detrito (47°) si hanno per valori di $\Delta T/T$ superiori a 0,3, ovvero ad esempio per uno scarto di temperatura di 1,8°C a 2700 m s.l.m. o uno scarto di 0,85°C a 3500 m s.l.m.

Come indicano le serie storiche di temperatura (Fig. 29), tali scarti di temperature sono sempre più frequenti, con valori massimi di circa +4°C a una quota di 1800 m s.l.m (estate 2003).

Considerando tale valore (+4,03°C), si ha che le quote caratterizzate dalle massime volumetrie frana instabili (Fig. 31) sono quelle comprese fra 2750 m s.l.m. e 2950 m s.l.m. (Fig. 32). Per quote inferiori il consistente spessore dello strato attivo funge da isolante, per cui il permafrost risente di un cambiamento climatico che si protrae nel tempo, ma risente poco dell'effetto di una sola estate particolarmente calda. Al di sopra dei 2950 m s.l.m. le temperature medie estive sono inferiori a 4°C, per cui anche stagioni estive con scarti positivi consistenti non possono produrre una perdita di ghiaccio perenne nel suolo tale da creare situazioni di instabilità.

CONCLUSIONI

Lo studio ha permesso di individuare delle condizioni climatiche e geomorfologiche critiche per l'innesco di franamenti nelle aree caratterizzate dalla presenza di permafrost alpino.

Per quanto riguarda le condizioni climatiche, le simulazioni con-

between 2500 m s.l.m. and 3500 m s.l.m. or, in terms of summer average temperatures, between 7.96°C and 2.76°C. This is why the ratio $\Delta T/T$ varies in the range 0.025 (temperature increase of 0.2 °C at the elevation where the average summer temperature is 7.96°C) and 1.5 (temperature increase of 4.1°C at the elevation where the average summer temperature is 2.76°C).

Slope gradient varies in between 21° (below this value the slope tends to be always stable) and 47° (above this value the slope tends to be always unstable for a friction angle equal to 43° and a cohesion equal to 5 kPa).

Considering a constant temperature deviation, the simulation results show that instability can occur in less hanging slope the higher is the average summer temperature. Instability in slope with gradient well below the critical value of 47° are expected for $\Delta T/T$ higher than 0.3, that corresponds to summer temperature deviation at an altitude of 2700 m a.s.l. higher than 1.8°C or a summer temperature deviation at an altitude of 3500 m a.s.l. higher than 0.85°C.

Considering the temperature series of the studied area, such a summer temperature deviation has become more and more frequent in the last few decades, with a max value equal to +4.03°C at an altitude of 1800 m a.s.l. in the 2003 summer. Considering this deviation value, elevations that shows the maximum landslide volume (Fig. 31) are that ranging between 2750 m s.l.m. and 2950 m s.l.m. (Fig. 32).

At lower elevations the active layer thickness is higher and serves as an insulating layer, so that permafrost suffer for a long term climate change but little for a single year anomaly. At elevations higher than 2950 m a.s.l. summer average temperature are lower than 4°C, so that permafrost loss is insufficient to lead to significant instability conditions also with high summer temperature deviations.

CONCLUSIONS

The study pointed out the critical conditions, both climatic and geomorphologic, for the moraine landslides in permafrost areas.

The conceptual model used for the simulations is typical of a large amount of alpine slope at altitudes above 2500 m a.s.l. As far

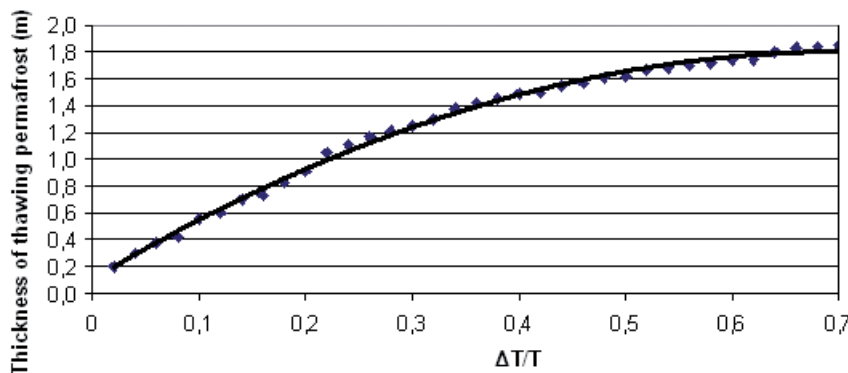


Fig. 28 - Spessore di permafrost che si scioglie ad una quota di 2700m s.l.m. (T=6,01 °C) in seguito a scarti di temperatura variabili fra 0,2 e 4,2°C
 - Thickness of the thawing permafrost versus the temperature deviation with respect to its average value

Fig. 29 - Serie storica degli scarti della temperatura media estiva rispetto al valore medio del periodo 1864-2008, per la zona di interesse, ad una quota di 1800m s.l.m.
 - Historical series of the summer temperature deviation, with respect to its average value of the period 1864-2008, for the studied area, at an altitude of 1800 m a.s.l.

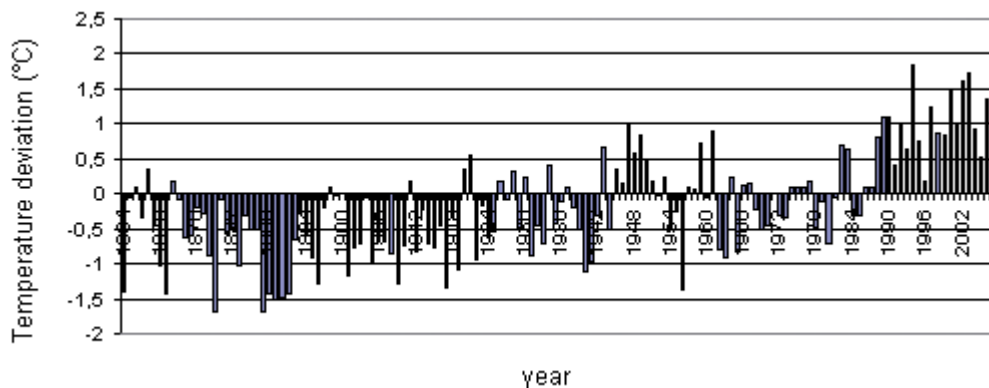


Fig. 30 - Andamento della pendenza critica in funzione dello scarto della temperatura estiva rispetto alla media, per diversi valori della porosità
 - Critical slope versus the temperature deviation with respect to its average value, for different moraine porosity

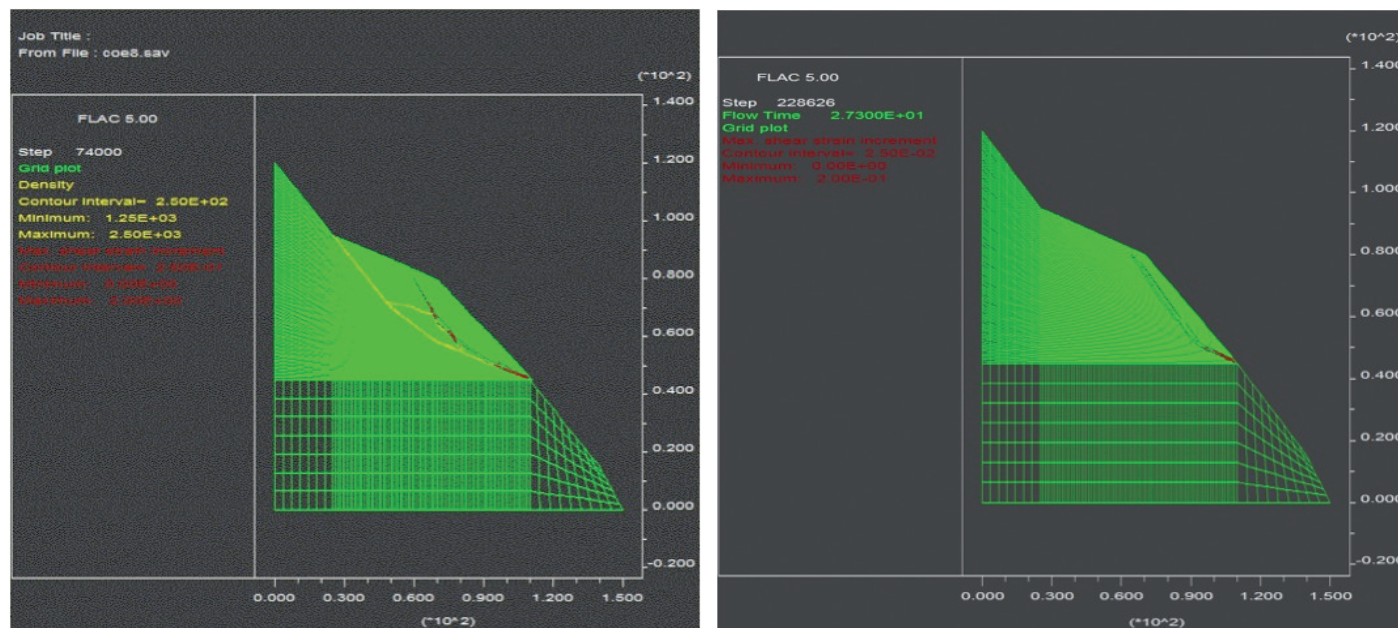
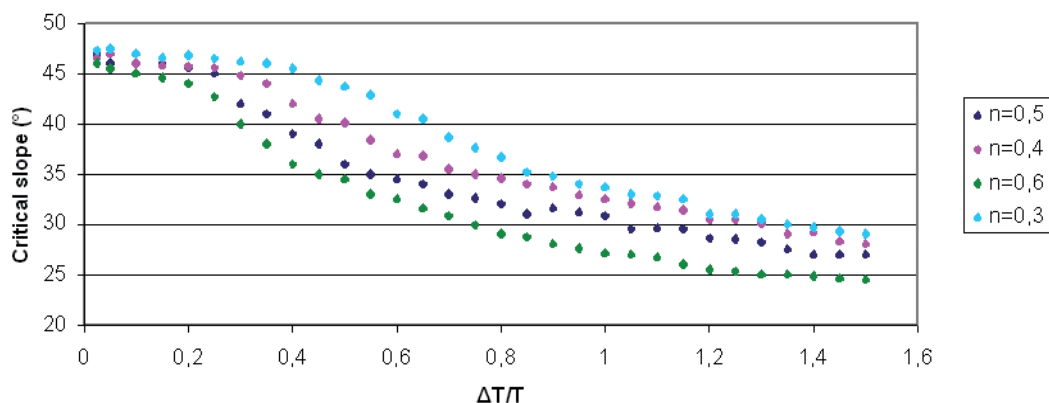


Fig. 31 - Esempio di volume instabile: (a) a quota inferiore (2600 m s.l.m.) dove maggiore è lo spessore dello strato attivo; (b) a quota superiore (2950 m s.l.m.) dove minore è lo spessore dello strato attivo
 - Example of instable volumes: (a) at lower elevation (2600 m a.s.l.) where the active layer thickness is smaller; (b) at higher elevation (2950 m a.s.l.) where the active layer thickness is greater

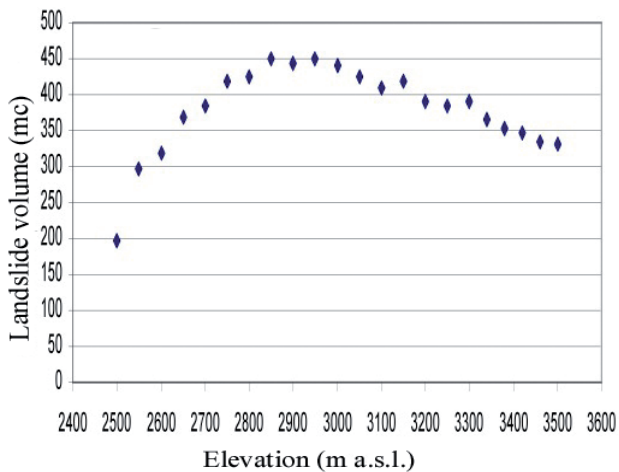


Fig. 32 - Volume di materiale che frana in funzione della quota, considerando uno scarto della temperatura estiva di +4,03°C
 - *Landslide volume in dependence of elevation, considering a summer temperature*

dotte hanno evidenziato che aumenti della temperatura pari a circa 1°C, che sulla base degli scenari climatici previsti a livello internazionale hanno elevata probabilità di verificarsi, possono risultare critici per la stabilità. Più in particolare, un progressivo aumento della temperatura provoca i maggiori effetti in termini di fenomeni di instabilità in corrispondenza delle quote con presenza di permafrost temperato, che generalmente interessa quote comprese fra 2550 m s.l.m. e 2750 m s.l.m. Le analisi a breve termine hanno poi evidenziato come, nel caso di un'estate estremamente calda e prolungata, si possano innescare dei franamenti soprattutto sui versanti a quote comprese tra i 2800 m s.l.m. e i 3000 m s.l.m..

I risultati della modellazione hanno inoltre evidenziato l'importanza della tipologia di permafrost presente nel sottosuolo nel determinare la pericolosità di un versante in relazione al cambiamento climatico. In particolare, lo scioglimento di ghiaccio massivo e di permafrost sporadico costituisce una delle più probabili cause scatenanti dei fenomeni di instabilità nelle aree periglaciali.

Infine, a causa dell'elevato contenuto d'acqua, i cinematismi innescati dallo scioglimento del permafrost sono per lo più riconducibili a *flow sliding* o *debris flows* e sono spesso concomitanti con fenomeni di *piping* e liquefazione.

Si sottolinea che, nonostante il modello concettuale sia stato ricavato con riferimento alle condizioni morfologiche, geologiche e climatiche tipiche dell'Alta Valmalenco, i risultati ottenuti possono essere estesi a molte delle zone periglaciali delle Alpi.

Visto l'aumento di pericolosità di tali aree in seguito al cambiamento climatico e considerando la crescente vulnerabilità che deriva dallo sviluppo turistico, si ritiene quanto meno auspicabile un monitoraggio sistematico delle aree periglaciali, utile come strumento di allerta ma indispensabile anche per approfondire la conoscenza riguardo la risposta del permafrost al cambiamento climatico.

OPERE CITATE / REFERENCES

AKSENOV V.I., KAL'BERGENOV R.G. & LEONOV A.R. (2003) - *Strength characteristics of frozen saline soils*. Soil mechanics and Foundation Engineering, **40** (2): 55-59.
 ASSURE A. (1980). *Some Promising Trends in Mechanics, Physics and Mechanics of Ice*. Springer, Berlin.

as the critical climatic conditions are concerned, the temperature increase able to trigger the instability (of about 1°C for long period stability and a summer deviation of about 2°C for the short period stability) has a high probability to occur in the future, according to the more recent scenarios of the climate change. A constant mean air temperature increase causes major effects concerning slope instabilities at elevations between 2550 m a.s.l. and 2750 m s.l.m. On the other hand, considering short time simulations, elevations that shows the maximum landslide volume are that ranging between 2750 m s.l.m. and 2950 m s.l.m.

Furthermore, the parametrical simulations emphasized that the permafrost typology is one of the most important elements affecting the moraine stability in consequence of global warming. In particular, the melting of massive ice and sporadic permafrost is the more probable triggering cause of the instability phenomena in permafrost area.

The modeling results showed that, because of the high water content, the kinematism triggered by thawing permafrost are mostly debris flows and they are often concomitant with piping phenomena and liquefaction.

Finally, the aspects related to the influence of the permafrost geometry on the slope stability are very important for both the in situ survey planning and the choice of monitoring system.

It is important to highlight that, even if the modelling was carried out with reference to the Valmalenco area, the results can be considered of more general validity.

As regards to the precautionary measures, besides the obvious necessity to prevent the global warming, the systematic monitoring of the periglacial areas is very important, both as an alarm device and to improve the present knowledge concerning the thawing permafrost consequent to climate change.

- BONOMI C., FRANCANI V., GATTINONI P. & VILLA M. (2005) - *Il piping come fattore d'innescio del franamento: il caso di Stava*. Quaderni di Geologia Applicata **12** (2): 41-56, Pitagora Editrice (Bologna).
- BOTTINO G., CHIARLE M., JOLY A. & MORTASA G. (2002) - *Modelling Rock Avalanches and Their Relation to Permafrost Degradation in Glacial Environments*. Permafrost and Periglacial Processes, **13**: 283-288.
- BUTEAU S., FORTIER R., DELISLE G. & ALLARD M. (2004) - *Numerical simulation of the impacts of climate warming on a permafrost mound*. Permafrost and Periglacial Processes, **15**: 41-57
- CAI Z., ZHU Y. & ZANG C. (1990) - *Viscoelastoplastic constitutive model of frozen soil and determination of its parameters*. Journal of Glaciology and Geocryology **12** (1): 31-40.
- CAGNATI A., CREPAZ A., CAROLLO F., LEHNING M. & VÖLKSCH I. (2006) - *Studio sulla distribuzione potenziale del Permafrost nel bacino del Cordevole mediante l'utilizzo del modello Alpine3D*. Meteorologia e Climatologia, **58**: 82-89
- CHANGJIANG, T. & QINGBAI, W (1996) - *The effect of climate warming on the Qinghai-Tibet Highway, China*. Cold Regions Science and Technology, **24**: 101-106.
- CHIARLE M., IANNOTTI S., MORTARA G. & DELINE P. (2007) - *Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alp*. Science Direct-Global and Planetary Change, **56**: 23-136.
- DAVIES M.C.R., HAMAZA O., LUMSDEN B.M. & HARRIS C. (2000) - *Laboratory measurement of the shear strength of ice filled rock joints*. Annals of Glaciology, **31**: 463-468.
- DAVIES M.C.R., HAMAZA O. & HARRIS C. (2001) - *The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities*. Permafrost and Periglacial Processes, **12**: 137-144.
- FISH A.M. (1980) - *Kinetic nature of the long-term strength of frozen soils*. Proceedings of the Second Int. Symp. On Grounding Freezing, Norwegian Institute of Technology, Trondheim, 95-108.
- FISCHER L., KÄÄB A., HUHHEL C. & NOETZLI J. (2006) - *Geology glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face*. Nat.Hazard Earth Syst. Sci, **6**: 761-772.
- FORT A.L. & SCHULSON E.M. (2007) - *The resistance to sliding along Coulombic shear faults in ice*. Acta Materialia, **55**: 2253-2264.
- FUKUI K., FUJII Y., AGETA Y. & ASHAI K. (2007) - *Changes in the lower limit of mountain permafrost between 1973 and 2004 in the Khumbu Himal, the Nepal Himalayas*. Global and Planetary Change, **55**: 251-256.
- GEERTSEMA M., CLAGUE J., SCHWAB J. & EVANS S. (2006) - *An overview of recent large catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada*. Engineering Geology **83**: 120-143.
- GUDE M. & BARSCH D. (2005) - *Assessment of geomorphic hazards in connection with permafrost occurrence in the Zugspitze area (Bavarian Alps)*. Geomorphology, **66**: 85-93.
- GUGLIELMIN M. & SILETTO G.B. (2000) - *Carta della criosfera. Regione Lombardia*. SELCA srl, Firenze.
- GUGLIELMIN M., ALDIGHIERI B. & TESTA B. (2003) - *PERMACLIM: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations*. Geomorphology, **51**: 245-257.
- GUGLIELMIN M. (2004) - *Observations on permafrost ground thermal regimes from Antarctica and the Italian Alps, and their relevance to global climate change*. Global and Planetary Change, **40**: 159-167.
- HAEBERLI W., WEGMANN M. & VONDER MUHLL D. (1997) - *Slope stability problems related to glacial shrinkage and permafrost degradation in the Alps*. Ecologiae Geol. Helv. **90**: 407-414.
- HAEBERLI W. (2005) - *Investigating glacier-permafrost relationship in high-mountain areas: historical background, selected examples and research needs*. Geological Society, London, Special Publications **242**: 29-37
- HARRIS C., DAVIS M. & ETZELMULLER B. (2001) - *The Assessment of Potential Geotechnical Hazard Associated with Mountain Permafrost in a Warming Global Climate*. Permafrost and Periglacial Processes, **12**: 145-156.
- HARRIS C., VONDER MUHLL D., ISAKSEN K., HAEBERLI W., SOLLID J.L., KING L., HOLMLUND P., DRAMIS F., GUGLIELMIN M. & PALACIOS D. (2003) - *Warming permafrost in European mountains*. Global and Planetary Change, **39**: 215-225.
- HARRIS C., SMITH J.S., DAVIES M. & REA B. (2008) - *An investigation of periglacial slope stability in relation to soil properties based on physical modelling in the geotechnical centrifuge*. Geomorphology, **93**: 437-459.
- HOELZLE M. (2006) - *Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps*. Permafrost and Periglacial Processes, **3** (2): 143-147
- HOELZLE M., MITTAS C., ETZELMULLER B. & HAEBERLI W. (2001) - *Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments*. Permafrost and Periglacial Processes, **12**: 53-68.
- KÄÄB A. (2002) - *Monitoring high mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data*. Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, **57**: 39-52.
- KÄÄB A., HUGGEL C., FISCHER L., GUÉX S., PAUL F., ROER I., SALZMANN N., SCHLAEFLI S., SCHMUTZ K., SCHNEIDER D., STROZZI T. & WEIDMANN Y. (2005) - *Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview*. Natural Hazards Earth System Sciences, **5**: 527-554.
- KENNEY T.C. & LAU D. (1985) - *Internal stability of granular filters*. Canadian Geotechnical Journal, **22** (2): 215-225.

- KING L., GORBUNOV A.P., EVIN M. (1992) - *Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena*. Permafrost and Periglacial Processes, **3** (2): 73-81.
- KNEISEL, C. (2006) - *Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging*. Geomorphology, **80**: 32-44.
- JIN H., LI S., CHENG G., SHAOLING W. & LI X. (2000) - *Permafrost and climatic change in China*. Global and Planetary Change, **26**: 387-404.
- IKEDA A. & MATSUOKA N. (2006) - *Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes*. Geomorphology, **73**: 279-296.
- IPCC 2007. *Climate Change 2007: Synthesis Report*. IPCC Plenary XXVII (Valencia, Spain, 12-17 November 2007).
- LEWKOWICZ A. & HARRIS C. (2005) - *Frequency and magnitude of Active-layer Detachment Failures in Discontinuous and Continuous Permafrost, Northern Canada*. Permafrost and Periglacial Processes, **16**: 115-130.
- LEWKOWICZ A. & HARRIS C. (2005) - *Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada*. Geomorphology, **69**: 275-297.
- LOKE M.H., BARKER R.D. (1995) - *Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections*. Geophysics, **60**: 1682-1690.
- LYLE R., HUTCHINSON D.J & PRESTON, Y. (2004) - *Landslide process in discontinuous permafrost, Little Salmon Lake, south-central Yukon*. Yukon exploration and geology, **2004**: 193-204.
- MAIR V., MARKS F., ZIGLER J. & ZISCHG A. (2006) - *Rilevamento e monitoraggio dei fenomeni permafrost sulla base di interferometria differenziale*. Proceedings ASITA 2006, 10a Conferenza Nazionale ASITA, Bolzano.
- MARCHENKO S.S., GORBUNOV A.P. & ROMANOVSKY V.E. (2007) - *Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia*. Global and Planetary Change, **56**: 311-327.
- MATSUOKA N. (2001) - *Solifluction rates, processes and landforms: a global review*. Earth-Science Reviews, **55**: 107-134.
- MATSUOKA N. & SAKAI H. (1999) - *Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods*. Geomorphology, **28**: 309-328.
- MATSUOKA N. (2006) - *Monitoring periglacial processes: Towards construction of a global network*. Geomorphology, **80**: 20-31.
- MIAO T., WEI X., ZHANG C. (1992) - *A study on the creep of frozen soil by damage mechanics*. Science in China (series B), **25** (3): 309-317.
- MONTRASIO A. & TROMMSDORFF V. (2004) - *Carta Geologica della Valmalenco*. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, Milano.
- NELSON F.E. (2003) - *(Un)frozen in time*. Science, **299**: 1673-1675.
- NOETZLI J., HUGGEL C., HOELZLE M. & HAEBERLI W. (2006) - *GIS-based modelling of rock-ice avalanches from Alpine permafrost areas*. Computational Geosciences, **10**: 161-178.
- PHILLIPS M. (2006) - *Avalanche Defence Strategies and Monitoring of Two Sites in Mountain Permafrost Terrain, Pontresina, Eastern Swiss Alps*. Natural Hazards, **39**: 353-379.
- PHILLIPS M., LADNER F., MULLER M., SAMBETH U., SORG J. & TEYSSEIRE P. (2007) - *Monitoring and reconstruction of a chairlift midway in creeping permafrost terrain, Grachen, Swiss Alps*. Cold Regions Science and Technology, **47**: 32-42.
- QINGBAI W., SHIYUN Z., WEI M. & LUXIN Z. (2007) - *Qinghai-Xizang Railroad Construction in Permafrost Regions*. Journal of Cold Regions Engineering, **21** (2): 60-67.
- SALZMANN N., FREI C., VIDALE P. & HOELZLE M. (2007). - *The application of Regional Climate Model output for the simulation of high-mountain permafrost scenarios*. Global and Planetary Change, **56**: 188-202.
- SASS O. (2006) - *Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria)*. Geomorphology, **80**: 45-58.
- SEPPALA M. (1997) - *Piping causing thermokarst in permafrost, Ungava Peninsula, Quebec, Canada*. Geomorphology, **20**: 313-319.
- SMITH M. (1990) - *Potential Responses of Permafrost to Climatic Change*. Journal of Cold Regions Engineering, **4** (1): 29-37.
- THOMAS R.A. (1973) - *The creep of ice shelves: theory*. Journal of Glaciology, **12**: 45-53.
- WATANABE K. & IMAI H. (1984) - *Transient behaviour of groundwater flow in idealized slope having a soil pipe in it - numerical analysis of the saturated-unsaturated groundwater flow by the use of finite element method of three dimensional form*. Journal of the Japan Society of Engineering Geology, **25**: 1-8.
- WU T., LI S., CHENG G. & NAN Z. (2005) - *Using round-penetrating radar to detect permafrost degradation in the northern limit of permafrost on the Tibetan Plateau*. Cold Regions Science and Technology, **41**: 211-219.
- ZASLAVSKY D. & KASSIFF G. (1965) - *Theoretical formulation of piping mechanism in cohesive soil*, Géotechnique, **25**: 305-314.

Received July 2010 - Accepted July 2011