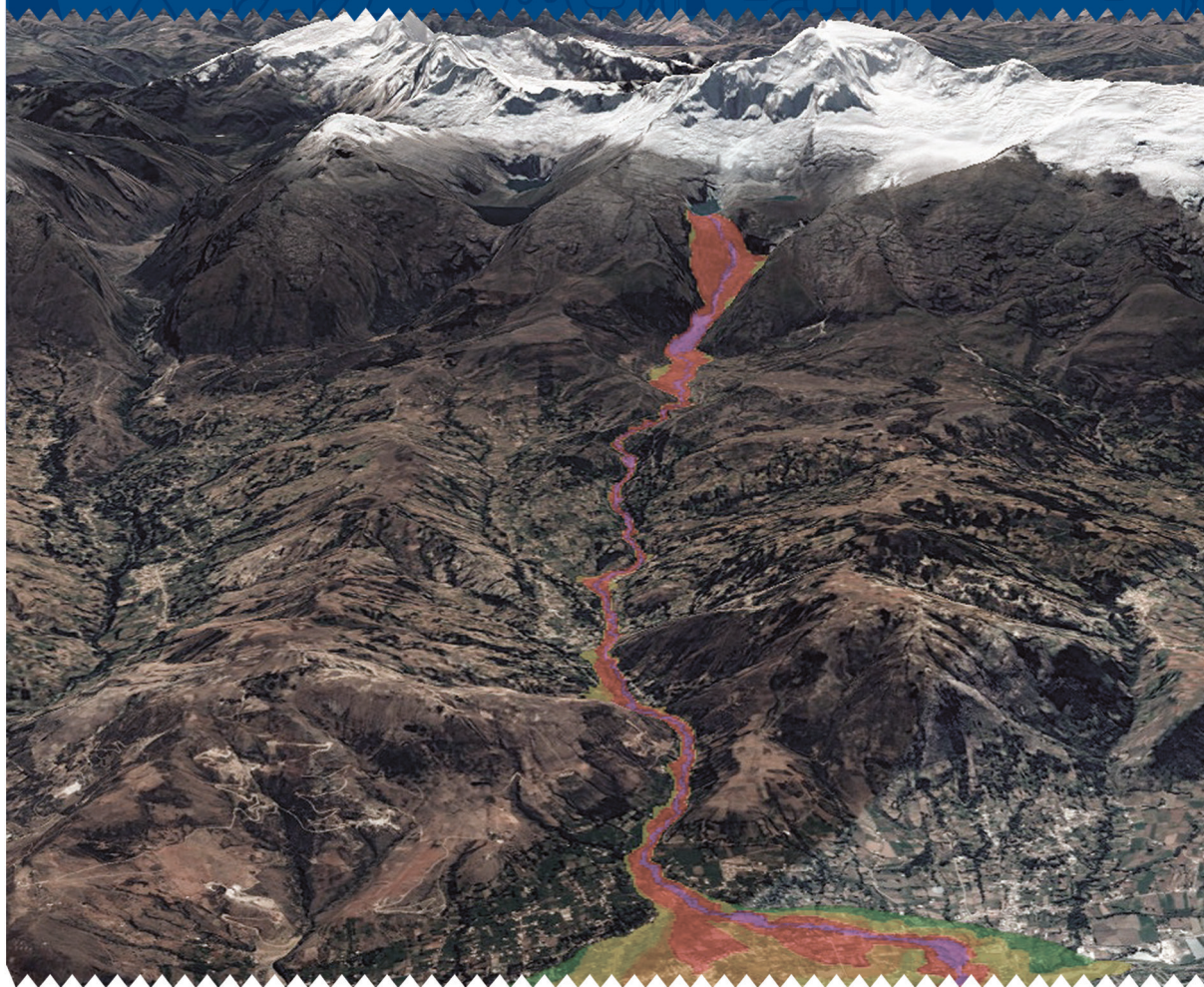



VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITA' ASSOCIATA A GHIACCIAI E PERMAFROST IN AREE MONTANE

DOCUMENTO DI ORIENTAMENTO TECNICO



 Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Swiss Confederation

Swiss Agency for Development
and Cooperation SDC



PROYECTO
GLACIARES+
Más allá de los riesgos hacia
las oportunidades



University of
Zurich ^{ZH}



GAPHAZ
A Scientific Standing
Group of the International
Association of Cryospheric
Sciences IACS and the
International Permafrost



PROTEZIONE CIVILE
Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile

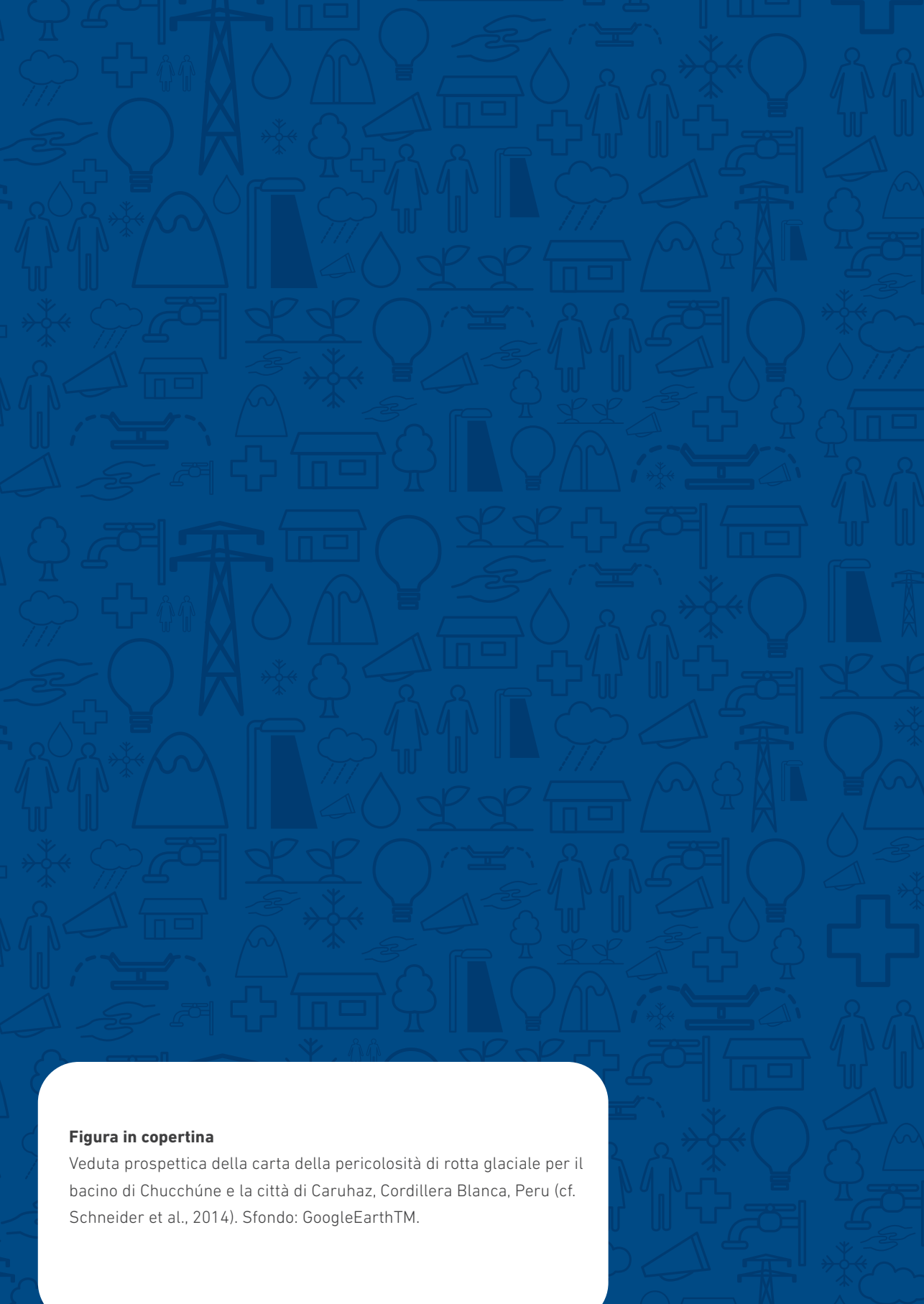


Figura in copertina

Veduta prospettica della carta della pericolosità di rotta glaciale per il bacino di Chucchúne e la città di Caruhaz, Cordillera Blanca, Peru (cf. Schneider et al., 2014). Sfondo: GoogleEarthTM.

VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITA' ASSOCIATA A GHIACCIAI E PERMAFROST IN AREE MONTANE

DOCUMENTO DI ORIENTAMENTO TECNICO

NOTA IMPORTANTE

Questo documento rappresenta il lavoro di scienziati professionisti che fanno parte dello *Standing Group on Glacier and Permafrost Hazards* (GAPHAZ) promosso dalla *International Association of Cryospheric Sciences* e dalla *International Permafrost Association* (IACS/IPA). Gli autori e le loro istituzioni, ed i traduttori nelle diverse lingue non offrono alcuna garanzia, espressa o implicita, riguardo all'uso del documento. Gli autori, le loro istituzioni ed i traduttori non saranno responsabili in nessun caso per eventuali danni diretti, indiretti, speciali, incidentali o conseguenti, rispetto ai reclami di chi utilizza questo documento.

RICONOSCIMENTI

Questo documento è stato elaborato nell'ambito del "Glacieres+ Project", promosso e finanziato dalla *Swiss Agency for Development and Cooperation* (SDC/COSUDE).

DOCUMENTO ORIGINALE

Questo documento è una traduzione del documento originale pubblicato in inglese: GAPHAZ 2017: *Assessment of Glacier and Permafrost Hazards in Mountain Regions – Technical Guidance Document*. Prepared by Allen, S., Frey, H., Huggel, C. et al. *Standing Group on Glacier and Permafrost Hazards in Mountains* (GAPHAZ) of the *International Association of Cryospheric Sciences* (IACS) and the *International Permafrost Association* (IPA). Zurich, Switzerland / Lima, Peru, 72 pp., www.gaphaz.org.

La traduzione è stata realizzata nell'ambito di un Accordo di collaborazione fra il Dipartimento Nazionale della Protezione Civile e l'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica del CNR, in qualità di Centro di Competenza per i rischi idrogeologici e idraulici.

Nell'ambito di tale Accordo, che si è sviluppato nel triennio 2022-2024, è stato previsto uno specifico tematismo finalizzato allo studio dei "Rischi naturali in ambienti alpini glacializzati e con permafrost" e avente come obiettivo quello di fornire conoscenze e strumenti metodologici a supporto della valutazione della pericolosità e della mitigazione del rischio negli ambienti glaciali e con permafrost delle Alpi italiane.

Tali approfondimenti saranno utilizzati anche a livello istituzionale nell'ambito delle attività condotte dal Gruppo di Lavoro sul "Rischio connesso ai fenomeni di dissesto in ambienti glaciali e periglaciali" - istituito il 20 maggio 2024 con Decreto del Capo del Dipartimento della Protezione Civile e la cui attività durerà 12 mesi - che ha tra le priorità quella di condividere indirizzi per l'attuazione di attività di *conoscenza, formazione, informazione e sensibilizzazione* sui rischi in ambito alpino, con particolare riferimento all'attuale contesto di cambiamento climatico.

CITAZIONE

GAPHAZ 2017: Valutazione della pericolosità associata a ghiacciai e permafrost in aree montane – Documento di orientamento tecnico. A cura di Allen, S., Frey, H., Huggel, C. et al. *Standing Group on Glacier and Permafrost Hazards in Mountains (GAPHAZ)* della *International Association of Cryospheric Sciences (IACS)* e della *International Permafrost Association (IPA)*. Zurigo, Svizzera / Lima, Peru, 72 pp. www.gaphaz.org.

INFORMAZIONI SUGLI AUTORI

Autori principali

Allen, S.K. Environment and Climate: Impacts, Risks and Adaptation (Eclim), Department of Geography, University of Zurich, Switzerland.

Frey, H. Environment and Climate: Impacts, Risks and Adaptation (Eclim), Department of Geography, University of Zurich, Switzerland.

Huggel, C. Environment and Climate: Impacts, Risks and Adaptation (Eclim), Department of Geography, University of Zurich, Switzerland.

Coautori

Bründl, M. WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Davos Dorf, Switzerland.

Chiarle, M. Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica (IRPI), Sede Secondaria di Torino, Italy.

Clague, J.J. Department of Earth Sciences, Simon Fraser University, Burnaby, BC, Canada.

Cochachin, A. Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH), Autoridad Nacional del Agua (ANA), Huaraz, Peru.

Cook, S. Geography, School of Social Sciences, University of Dundee, Scotland, UK.

Deline, P. Laboratoire EDYTEM - Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne, Université Savoie Mont Blanc, Le Bourget-du-Lac, France.

Geertsema, M. Ministry of Forests, Lands, and Natural Resource Operations, Prince George, BC, Canada.

Giardino, M. GeoSitLab, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino, Italy.

Haeberli, W. Department of Geography, University of Zurich, Switzerland.

Kääb, A. Department of Geosciences, University of Oslo, Norway.

Kargel, J. Department of Hydrology and Atmospheric Sciences, The University of Arizona, Tucson Arizona, USA.

Klimes, J. Institute of Rock Structure and Mechanics, The Czech Academy of Science, Prague, Czech Republic.

Krautblatter, M. Technical University of Munich, Germany.

McArdell, B. Swiss Federal Research Institute WSL, Birmensdorf, Switzerland.

Mergili, M. Institute of Applied Geology, University of Natural Resources and Life Sciences (BOKU), Vienna, Austria.

Petrakov, D. Faculty of Geography, M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.

Portocarrero, C. Independent Consultant, Huaraz, Peru.

Reynolds, J. Reynolds International Ltd, Mold, UK.

Schneider, D. Tiefbauamt des Kantons Bern, Switzerland.

Design e layout: Herbert Salvatierra Böttger

Traduzione: Davide Bosso (supervisione di Marta Chiarle, Giovanni Mortara e Guido Nigrelli)

INDICE

INTRODUZIONE	07 - 10
1. OBIETTIVO E PROPOSITO DEL DOCUMENTO	
2. CAMBIAMENTO CLIMATICO ED EVOLUZIONE DEI TERRITORI MONTANI	
3. DEFINIZIONI CHIAVE	
4. STRUTTURA DEL DOCUMENTO	
I. PROCESSI CHIAVE ED INTERAZIONI	11 - 28
1. FLUSSI IN MASSA CATASTROFICI	
1.1 Valanghe di roccia	
1.2 Valanghe di ghiaccio ed altre instabilità glaciali	
1.3 Rotte glaciali	
1.4 Colate detritiche	
1.5 Flussi di massa da vulcani ricoperti da ghiaccio	
1.6 Altri processi rilevanti	
2. INTERAZIONI E DINAMICA DEI PROCESSI	
2.1 Dimensione spaziale e temporale dei processi e dei pericoli associati	
2.2 Catene di processi ed eventi compositi	
II. VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ	29 - 59
1. SCHEMA GENERALE E CONCETTI FONDAMENTALI	
1.1 Quadro Generale	
1.2 Valutazione della stabilità e della suscettibilità all'instabilità	
1.3 Valutazioni climatiche di base	
2. VALUTAZIONE DELLA STABILITÀ E DELLA SUSCETTIBILITÀ	
2.1 Valanghe di roccia	
2.2 Valanghe di ghiaccio ed altre instabilità glaciali	
2.3 Rotte glaciali	
2.4 Colate detritiche	
2.5 Pericoli legati al permafrost in loco	
3. VALUTAZIONE D'IMPATTO	
3.1 Valutazione preliminare di pericolosità	
3.2 Sviluppo di scenari	
3.3 Modellazione e classificazione del grado di pericolosità	
3.4 Catene di processi ed eventi complessi	
APPENDICI	60 - 77
1. TABELLE GUIDA PER LA VALUTAZIONE DELLA STABILITÀ E DELLA SUSCETTIBILITÀ ALL'INSTABILITÀ	
2. TABELLA RIASSUNTIVA DEGLI STRUMENTI PER SIMULAZIONI VOLTE ALLE VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ	
3. BIBLIOGRAFIA CITATA	

INTRODUZIONE

I pericoli legati a ghiacciai e permafrost sono presenti nella maggior parte delle regioni montuose del mondo e rappresentano una minaccia per la vita, per il sostentamento e per lo sviluppo sostenibile di alcune fra le comunità più vulnerabili al mondo. A causa del rapido riscaldamento globale e dei conseguenti cambiamenti che stanno avvenendo nella sensibile criosfera montana, il territorio si sta trasformando e stanno emergendo nuovi pericoli. Assieme alla continua espansione della popolazione e delle infrastrutture nelle vallate di alta montagna, cresce anche la probabilità che possano verificarsi danni socio-economici e disastri di grande portata. Riconoscendo la necessità di un approccio strutturato e integrato alla valutazione della pericolosità, che si basi sulle conoscenze scientifiche più avanzate, il gruppo di lavoro congiunto “Glacier and Permafrost Hazard in High Mountains” (GAPHAZ), dell’International Association of Cryospheric Sciences (IACS) e dell’ International Permafrost Association (IPA), ha realizzato questo documento di orientamento tecnico, pensato come una risorsa per gli organismi nazionali ed internazionali, per le autorità responsabili e per le imprese private. Il lavoro è stato supportato dalla Swiss Agency for Development and Cooperation (SDC) attraverso il progetto “Glacières+”.

1. OBIETTIVO E PROPOSITO DEL DOCUMENTO

In un contesto che vede i territori montani soggetti al riscaldamento climatico e quindi in rapida evoluzione, questo documento di orientamento tecnico si focalizza sui pericoli che sono direttamente condizionati o innescati dagli attuali cambiamenti che i ghiacciai ed il permafrost montani stanno subendo. Si è data particolare enfasi ai movimenti di massa catastrofici a comportamento fluido (di qui in avanti “flussi in massa”-*mass flows*) che, oltre ad essere in grado di percorrere lunghe distanze, possono evolvere in catene di processi ed impatti. Questi movimenti di massa includono valanghe di ghiaccio ed altre tipologie d’instabilità glaciale, valanghe di roccia o valanghe miste di roccia e ghiaccio, colate detritiche para- o peri-glaciali, ed infine rotte di laghi glaciali (*Glacial Lake Outburst Flood – GLOF*). Vengono inoltre considerati pericoli legati a ghiacciai e permafrost che possono rappresentare minacce localizzate, come fenomeni di subsidenza e deformazioni gravitative profonde. Questo documento non affronta tutti i pericoli che possono interessare l’ambiente di montagna, anche se verranno discussi potenziali interazioni con altri fenomeni, quali le valanghe di neve o piene fluviali improvvise (*fluvial flash flood*).

Trattandosi di un documento di orientamento tecnico rivolto a professionisti ed esperti di diverse istituzioni, ci si attende che il lettore possieda sufficienti conoscenze di base ed esperienza nel campo della valutazione della pericolosità. In tal senso, il documento non intende fornire prescrizioni di base, illustrate passo per passo. Il fine generale del documento, in accordo con uno degli obiettivi dichiarati del gruppo di lavoro GAPHAZ, è piuttosto quello di proporre una descrizione sintetica dello stato delle conoscenze attuali e delle migliori pratiche relative alla valutazione della pericolosità connessa a ghiacciai e permafrost. A livello internazionale, lo sviluppo di linee guida e di standard per la valutazione della pericolosità varia ampiamente da paese a paese. Sebbene questo documento riporti indicazioni di buone pratiche e proponga approcci rigorosi per valutazione della pericolosità, esso potrebbe non essere sempre pienamente in linea con le pratiche in atto a livello nazionale o regionale. Si raccomanda quindi il coordinamento con le autorità responsabili e con tutte le parti interessate.

Nell'ambito della valutazione dei fattori che possono condizionare o innescare processi d'instabilità legati a ghiacciai e a permafrost, l'attenzione verrà focalizzata sulle interconnessioni tra processi meteorologici, criosferici, geologici, geomorfologici ed idrologici. Il focus sui fattori condizionanti ed innescanti è rivolto a determinare, innanzitutto, dove ci si aspetta che avverranno gli eventi e la loro probabilità di accadimento: queste sono informazioni di input fondamentali per una mappatura della pericolosità a fini di pianificazione. Determinare con maggiore precisione quando un evento potrebbe accadere (cioè previsione e allertamento) non rientra invece nelle finalità di questo documento. Il ruolo dei fattori antropici, come le opere di ingegneria che possono influenzare direttamente, ad esempio, la stabilità di un pendio o di uno sbarramento naturale, o il volume di un lago, non verrà altresì affrontato in questo documento, ma dovrebbe sempre essere preso in considerazione nel caso di valutazioni di pericolosità in contesti in cui l'impatto antropico sull'ambiente naturale è evidente. Infine, questo documento non tratta le altre componenti del rischio, quali l'esposizione e la vulnerabilità di beni e persone.

2. CAMBIAMENTO CLIMATICO ED EVOLUZIONE DEI TERRITORI MONTANI

Attualmente, in ambienti di alta montagna glacializzati, la principale sfida per anticipare e valutare i pericoli legati a ghiacciai e permafrost è la modifica del paradigma indotta dagli effetti del perdurante riscaldamento globale. Molti processi, come la scomparsa dei ghiacciai, la degradazione del permafrost, l'evoluzione dei territori e le conseguenti modificazioni dei processi superficiali, si sommano gli uni agli altri a creare condizioni che vanno ben oltre i precedenti storici. In molti luoghi le future condizioni ambientali saranno molto differenti da quelle attuali e passate e, pertanto, l'importanza dei catasti che raccolgono gli eventi storici sarà molto limitata. In tal senso, sarà dunque necessario adottare approcci sistemici orientati al futuro e basati su scenari (Allen et al., 2016; Schaub et al., 2013). Tuttavia, dato che la modellizzazione dei futuri paesaggi di alta montagna, con i loro complessi sistemi di processi superficiali e forme del paesaggio che interagiscono gli uni con gli altri, è un tema di ricerca relativamente giovane ed emergente, le incertezze sono inevitabilmente grandi. Le singole componenti di questo complesso sistema rispondono in modo notevolmente differenziato ai cambiamenti climatici in atto. L'arretramento dei ghiacciai è rapido, se non addirittura in accelerazione, in gran parte del mondo (Vaughan et al., 2013; Zemp et al., 2015). Per contro, la degradazione del permafrost è un processo lento, con effetti a lungo termine, a causa della lentezza con cui il calore si trasmette in profondità e dell'effetto ritardante dello scambio di calore latente nel ghiaccio sotterraneo, a meno che non si sviluppino processi di termocarsismo. Nei prossimi decenni, molte catene montuose alle medie latitudini potrebbero perdere gran parte dei propri ghiacciai (Huss e Hock, 2015; Zemp et al., 2006). Le corrispondenti aree glaciali si trasformeranno in aree periglaciali caratterizzate da un permafrost in lenta degradazione, da numerosi nuovi laghi e da pronunciate condizioni di disequilibrio per quanto riguarda la copertura vegetale, la stabilità dei versanti e la mobilitazione dei sedimenti. A causa delle grandi incertezze nella previsione di tali condizioni, è necessario un monitoraggio mirato su questi ambienti, basato su tecnologie avanzate di telerilevamento (da satellite e da aereo) e terrestri, insieme ad una costante rivalutazione delle condizioni generali e delle situazioni di pericolosità, in rapida evoluzione. La formazione di nuovi laghi sempre più vicini alle testate dei bacini montani, caratterizzate da pendenze elevate e in via di destabilizzazione, potrebbe comportare a scala regionale un significativo aumento dei rischi legati allo sviluppo di onde di piena in grado di percorrere grandi distanze (Haerberli et al., 2016).

Nel caso di fenomeni con bassa probabilità di accadimento ma con potere distruttivo estremo, risulta particolarmente difficile definire la gestione della pericolosità e del rischio, sia dal punto di vista della pianificazione, che della definizione delle politiche e dei processi decisionali da adottare. Bisogna infine tener conto che è previsto un aumento dell'impatto antropico, con le sue infrastrutture per il turismo, la mobilità, la produzione idroelettrica ecc., in aree di alta montagna in passato inaccessibili o addirittura evitate. Una visione di lungo termine per la valutazione della pericolosità e del rischio in alta montagna richiede pertanto un'intensa cooperazione e comunicazione transdisciplinare.

3. DEFINIZIONI CHIAVE

La pericolosità è definita come la possibilità che si verifichi un processo o un fenomeno fisico naturale che può causare perdita di vite umane, infortuni o altri impatti sulla salute, danni a proprietà, perdita di mezzi di sostentamento e servizi, sconvolgimenti sociali ed economici o danni all'ambiente. Questa definizione è in linea con quella adottata per l'adattamento al cambiamento climatico (IPCC, 2014) e con quella delle "disaster risk reduction communities" (UNISDR, 2009). In questo documento si considerano solamente quei pericoli che sono direttamente condizionati o innescati dai cambiamenti in atto nei ghiacciai e nel permafrost montani.

Dal punto di vista tecnico, la pericolosità è espressa come una funzione della probabilità di accadimento di un fenomeno e dell'intensità (magnitudo) attesa

$$\text{Pericolosità} = f(\text{probabilità, intensità})$$

L'intensità è definita per uno specifico sito, utilizzando un'unità fisica specifica del processo considerato (vedi anche la definizione di "impatto"), mentre la magnitudo può essere utilizzata in modo più generale su un'ampia gamma di scale.

La suscettibilità è una misura relativa della possibilità (o probabilità) che un evento potenzialmente pericoloso avvenga o inizi in un sito specifico, sulla base delle proprietà intrinseche e delle caratteristiche dinamiche del sito stesso. Il concetto di suscettibilità ha una lunga storia nella valutazione della pericolosità connessa a frane, ed i risultati sono spesso espressi sotto forma di mappe di pericolosità (Highland & Bebrovsky, 2008). La suscettibilità presenta una relazione inversa con la stabilità: ad esempio, uno sbarramento instabile di un lago potrebbe indicare che un dato lago glaciale è altamente suscettibile a generare una rota glaciale.

In questo documento il termine impatto viene usato come termine generale e si riferisce ad una potenziale minaccia fisica prodotta da un evento pericoloso. Questa componente della valutazione della pericolosità identifica la potenziale estensione dell'area interessata e fornisce informazioni sull'intensità dell'evento previsto in termini, ad esempio, di altezza d'inondazione, velocità di flusso, ecc., informazioni che sono alla base delle mappe di pericolosità.

Nel contesto della valutazione della pericolosità legata a ghiacciai e permafrost, uno scenario descrive un possibile evento caratterizzato da una data intensità, insieme alla corrispondente stima della probabilità di accadimento. Considerando vari scenari possibili di pericolosità (tipicamente scenari di pericolosità bassa, media ed elevata), i risultati possono mostrare un insieme di effetti che l'evento può comportare e le relative possibili incertezze. Gli scenari di pericolosità sono validi per le condizioni attuali, ma possono anche includere condizioni future connesse al cambiamento climatico. È opportuno ricordare che, nel contesto del cambiamento climatico, il termine "scenario" si riferisce a differenti situazioni future, come ad esempio gli scenari legati all'immissione dei gas serra, che cercano di rappresentare diverse politiche di mitigazione del cambiamento climatico, traducendole in differenti scenari di riscaldamento atmosferico (Moss et al., 2010). L'orizzonte temporale a cui si fa riferimento va da alcuni decenni alla fine del XXI secolo. È importante sottolineare la differenza fra gli scenari di cambiamento climatico e gli scenari usati nella valutazione della pericolosità (come quelli descritti in precedenza). Per alcuni processi, gli scenari di cambiamento climatico possono supportare direttamente lo sviluppo di scenari di pericolosità, ma in altri casi le relazioni con il cambiamento climatico non sono ben definite. L'oggetto di questo documento è all'interfaccia tra la comunità scientifica che si occupa di pericolosità e quella che si occupa di cambiamento climatico e, pertanto, si raccomanda di chiarire e specificare il tipo di scenario e l'orizzonte temporale a cui si fa riferimento, e comunicare in modo chiaro tale informazione a coloro che sono a vario titolo coinvolti ed interessati.

4. STRUTTURA DEL DOCUMENTO

Dopo un'introduzione generale nella Parte I del documento, la Parte II contiene una rassegna dei processi chiave e delle loro interazioni. L'obiettivo di questa rassegna è fornire al lettore le conoscenze più recenti ed avanzate necessarie per seguire le procedure di valutazione della pericolosità illustrate nella Parte III. Il lettore, dopo essere stato introdotto al quadro concettuale della valutazione della pericolosità, sarà guidato in modo sistematico attraverso le componenti fondamentali della valutazione della pericolosità. I fattori chiave che devono essere considerati nella valutazione della suscettibilità sono elencati in una serie di check-list che rappresentano un'utile risorsa per i professionisti (Appendice 1). All'interno del documento si farà riferimento a casi di studio ed esempi tratti dalla letteratura internazionale. Infine, nell'Appendice 2 sono riportati ulteriori dettagli tecnici relativi agli strumenti di modellazione disponibili per la valutazione della pericolosità, mentre l'Appendice 3 contiene l'elenco completo degli articoli scientifici citati in questo documento.

I. PROCESSI CHIAVE ED INTERAZIONI



Figura 1: L'enorme valanga di roccia ($\sim 12 \times 10^6 \text{ m}^3$) caduta dalla parete Est del Aoroki/Mt Cook il 14 dicembre 1991. Il distacco ha ridotto di quasi 30 m la quota della cima più alta della Nuova Zelanda (Foto: Ian Owens, 16/12/1991).

In questa parte del documento viene fornita una breve sintesi delle conoscenze scientifiche più aggiornate sui processi chiave legati alla pericolosità degli ambienti con ghiacciai e permafrost. Lo scopo non è fornire una rassegna esaustiva della letteratura scientifica sull'argomento, quanto dotare il lettore di una sufficiente comprensione dei processi fisici per affrontare qualsiasi successiva valutazione di pericolosità. Verrà dunque illustrata un'ampia gamma di "flussi in massa" catastrofici che possono avvenire in ambienti di alta montagna, ed i processi predisponenti ed innescanti che sono alla base di tali eventi. Verranno poi esplorate le caratteristiche spaziali e temporali dei processi, enfatizzando le possibili interazioni che possono aumentare la loro pericolosità.

1. FLUSSI IN MASSA CATASTROFICI

Il termine "flussi in massa catastrofici" include vari processi geomorfologici potenzialmente pericolosi che avvengono in ambienti di alta montagna, e che consistono principalmente in movimenti di neve, ghiaccio, roccia e detrito, lungo versanti o lungo corsi d'acqua. I principali tipi di processi verranno trattati in modo separato nei prossimi paragrafi. Tuttavia si sottolinea come i flussi in massa catastrofici che avvengono negli ambienti di alta montagna siano frequentemente il prodotto dell'interazione e della trasformazione tra processi, che si verificano quando viene preso in carico o depositato materiale lungo il percorso, o quando il ghiaccio o la neve presenti nella massa in movimento fondono (vedi anche Sezione 2.2).

1.1. VALANGHE DI ROCCIA

Le valanghe di roccia sono cedimenti che si originano da un versante in roccia e che si propagano verso valle con un movimento tipo flusso di materiale frammentato proveniente da un ammasso roccioso integro (Hungry et al., 2001). Esiste quindi una chiara differenza rispetto ai crolli di roccia, che comportano il dislocamento di porzioni più piccole del substrato roccioso, anche se la terminologia è spesso utilizzata in modo intercambiabile nella letteratura tecnica e i crolli di roccia possono ampliarsi fino a destabilizzare masse di roccia ben più grandi. Valanghe di roccia sono documentate in tutte le regioni montuose del mondo: in aree di alta montagna esse rappresentano un agente primario del denudamento, a causa dell'interazione tra una topografia caratterizzata da versanti ripidi e dislivelli marcati, strutture geologiche instabili e sismicità con processi glaciali, para- e periglaciali transitori, controllati dal clima (Evans & Delaney, 2015). Gli impatti e le conseguenze sociali che ne derivano possono essere di vasta portata, poiché la mobilità delle valanghe di roccia di alta montagna è accresciuta dal minore attrito e dall'incorporazione di ulteriore materiale che si verificano quando esse si propagano su terreni coperti di neve e ghiaccio (Deline, 2008; Evans et al., 2009; Evans & Clague, 1998; Schneider et al., 2011).

I fattori geotecnici (litologia e struttura) determinano la capacità di un pendio di resistere agli sforzi ed alle tensioni che agiscono su di esso, motivo per cui controllano anche la geometria di un versante. Questi fattori sono in gran parte statici o si modificano lentamente in tempi geologici, ed è per questo che sono considerati fattori condizionanti primari nella definizione della resistenza intrinseca di un pendio. Il cedimento iniziale di una massa rocciosa è classificato in base a tre meccanismi principali e richiede una configurazione sfavorevole delle fratture e della stratificazione (Hoek & Bray, 1981): i) scivolamento planare: si verifica quando la superficie di distacco è esposta a giorno lungo il versante ed ha un'inclinazione superiore all'angolo di frizione interna dell'ammasso roccioso; ii) distacco di cunei rocciosi: avviene quando due discontinuità si intersecano ed isolano un cuneo di roccia, per cui l'angolo di inclinazione del versante è maggiore rispetto all'angolo della superficie di scivolamento potenziale; iii) ribaltamento: è un processo ancora più complesso ed implica la rotazione di un blocco o di una colonna di roccia attorno a un fulcro posto alla sua base. In generale le fratture indeboliscono un ammasso roccioso non solo perché possono trasformarsi in superfici di distacco, ma anche perché rappresentano vie di deflusso dell'acqua e di trasferimento del calore, ed aumentano l'estensione della superficie rocciosa esposta a processi di degradazione ad opera degli agenti atmosferici. Per questo motivo, le grandi valanghe di roccia si sono spesso sviluppate a partire da materiali estremamente fratturati (es.: Cox et al., 2015; Deline et al., 2011; McSaveney, 2002).



Figura 2: Valanga di roccia con conseguente colata detritica al Pizzo Cengalo, Valle Bondasca e Bondo, a Sud delle Alpi Svizzere. (A) Vista della nicchia di distacco prodotta, sulla scarpata rocciosa, dallo scivolamento del 23 agosto 2017 di 3 milioni di m³ di roccia. Nell'inverno 2011 (27 dicembre) dallo stesso sito parti una valanga di roccia di 1,5 milioni di m³. Subito dopo il 23 agosto 2017, al piede della nicchia di distacco si innescarono colate detritiche che presero in carico quantità significative del materiale trasportato dalla valanga di roccia (B) e che ebbero pesanti impatti sulla sottostante comunità di Bondo (C) (Foto: Swisstopo, VBS, SDA).

Alcune unità litologiche possono essere intrinsecamente associate a specifici meccanismi di distacco e a determinate magnitudo degli eventi di instabilità. Inoltre, i catasti di valanghe di roccia hanno rivelato un raggruppamento preferenziale degli eventi in siti dove sono presenti discontinuità strutturali a grande scala, come limiti litologici o zone di faglia, dove vi è un cambio repentino delle caratteristiche geomeccaniche (es. Allen et al., 2011; Fischer et al., 2012). Questi stessi studi hanno dimostrato che le valanghe di roccia avvengono in modo predominante lungo versanti con pendenza compresa fra 40° e 60°. Anche se il controllo esercitato dai processi para- e periglaciali sulla stabilità del substrato roccioso dipende da processi complessi che operano su un'ampia gamma di scale spaziali e temporali, esiste, senza dubbio, una chiara evidenza empirica di un incremento nel tempo dell'instabilità dei versanti in seguito alla deglaciazione e di una crescente instabilità nelle aree con permafrost marginale o prossimo alla fusione (Deline et al., 2015). In ambienti attualmente glacializzati, o che lo sono stati in passato, ampie porzioni di versante hanno subito erosione al piede ad opera di ghiacciai o corsi d'acqua. Il successivo ritiro glaciale comporta un effetto di

decompressione dove l'effetto di contropinta offerto dal ghiaccio viene meno (Ballantyne, 2002). Come conseguenza di tale depressurizzazione, nel substrato roccioso può svilupparsi, per effetto del rilascio tensionale, una fratturazione in grado di generare nuove superfici di distacco (McColl, 2012), mentre le superfici fino a quel momento isolate dall'azione degli agenti esterni vengono esposte a modificazione delle condizioni idrauliche e idrogeologiche e dei regimi di erosione termica e meccanica (Haeberli et al., 1997; Wegmann et al., 1998). L'alternanza dei cicli di gelo-disgelo, ad esempio, può dilatare e indebolire fratture preesistenti all'interno degli ammassi rocciosi (Matsuoka & Murton, 2008). L'esistenza di una relazione fra riscaldamento atmosferico, degradazione del permafrost e instabilità dei versanti è stata teorizzata sulla base della comprensione dei processi fisici in gioco (Gruber & Haeberli, 2007) e delle evidenze di terreno, che includono l'osservazione di ghiaccio nelle nicchie di distacco di valanghe di roccia recenti (Dramis et al., 1995; Haeberli et al., 2004), la prevalenza di eventi d'instabilità in aree caratterizzate da permafrost marginale e in via di degradazione (Allen et al., 2011; Bottino et al., 2002; Noetzli et al., 2003), e la concomitanza degli eventi d'instabilità con periodi anormalmente caldi (Allen & Huggel, 2013; Coe et al., 2017; Gruber et al., 2004; Paranunzio et al., 2016; Ravelin et al., 2010). Assieme a queste evidenze, studi di laboratorio hanno fornito nuovi dati sulle proprietà meccaniche della roccia e del ghiaccio a seguito di riscaldamento, dimostrando che la resistenza al taglio, sia delle fratture sigillate dal ghiaccio che di quelle senza ghiaccio, diminuisce per temperature vicine a 0 C° (Davies et al., 2001; Krautblatter et al., 2013).

Raramente i meccanismi d'innescio di valanghe di roccia in alta montagna sono identificati con certezza, a causa della ubicazione remota delle aree di origine e dell'assenza, in molte regioni, di dati affidabili. Molte delle grandi catene montuose del mondo si sono formate lungo margini tettonici attivi, dove sono quindi comuni le valanghe di roccia innescate da terremoti (ad es. Hewitt et al., 2008; Keefer, 1994; Xu et al., 2016). Le precipitazioni intense sono un fattore d'innescio ben noto per frane in versanti a bassa quota, e sono state altresì poste in relazione con alcune valanghe di roccia verificatesi di recente in alta montagna (Hancox & Thomson, 2013; Paranunzio et al., 2016). In special modo nelle Alpi Europee, dove si è osservato per l'ultimo secolo un riscaldamento atmosferico tra i più rapidi al mondo, crolli e valanghe di roccia recenti sembrano essere stati preceduti da temperature estremamente elevate perdurate per giorni o settimane (Allen e Huggel, 2013; Paranunzio et al., 2016). Questi eventi sono tipicamente di piccole o medie dimensioni e potrebbero essere collegati al rapido scongelamento del permafrost, all'approfondimento dello strato attivo, al rapido aumento della pressione idrica interstiziale e nelle fratture, dovuto all'apporto di acqua proveniente dalla fusione di neve e ghiaccio. È importante, tuttavia, segnalare che molte valanghe di roccia di grandi dimensioni sono avvenute spontaneamente, senza alcun evidente innescio di tipo sismico o meteorologico, quando la progressiva degradazione della resistenza dell'ammasso roccioso sembra aver raggiunto una qualche soglia intrinseca, per effetto dello stress statico accumulato nel tempo e di altri fattori condizionanti (es.: Eberhardt et al., 2004; Hancox et al., 1999; McSaveney, 2002).

1.2 VALANGHE DI GHIACCIO ED ALTRE INSTABILITÀ GLACIALI

Le valanghe di ghiaccio si originano principalmente per distacco di ghiaccio a) da una fronte a falesia (*cliff situation*) o b) lungo un letto glaciale molto inclinato (*ramp situation o slab situation*) (Alean, 1985). Diversi sono i fattori che concorrono a determinare il verificarsi di un distacco catastrofico e la sua magnitudo. Questi fattori includono la resistenza al taglio alla base del ghiacciaio (che dipende dalle condizioni termiche e idrogeologiche), l'inclinazione e la forma del versante su cui il ghiacciaio è adagiato, e la resistenza alla trazione del corpo glaciale stesso (Evans & Delaney, 2015). In generale, in ghiacciai freddi affinché si verifichi un'instabilità del tipo *ramp* sono necessarie superfici di scivolamento più ripide rispetto a quelle necessarie per ghiacciai temperati e politermici. La formazione di falesie di ghiaccio (*cliff situation*) è invece solitamente associata ad un brusco aumento o a una rottura di pendenza del letto roccioso.

Faillettaz et al. (2015), combinando monitoraggio e modellazione numerica, hanno ulteriormente chiarito il controllo che la temperatura esercita sulla stabilità glaciale, distinguendo tre situazioni:

1. Ghiacciai freddi, completamente saldati al substrato dal gelo, dove l'instabilità deriva dalla progressiva deformazione interna al ghiaccio dovuta al cambio di geometria del corpo glaciale (aumento di massa e di spessore del settore frontale). In questi casi, la rottura meccanica finale avviene all'interno del ghiaccio, tipicamente pochi metri sopra il substrato roccioso.
2. Ghiacciai politermici, parzialmente saldati al letto roccioso, con presenza di una zona temperata. In questi casi la superficie di rottura si sviluppa direttamente al contatto ghiaccio/substrato in corrispondenza della zona temperata, e può poi propagarsi all'interno del ghiaccio. Acqua allo stato liquido è imprigionata all'interno del ghiacciaio (senza possibilità di defluire) e gioca un ruolo chiave nello sviluppo dell'instabilità.
3. Lingue glaciali temperate ripide, soggette a scivolamento lungo il letto roccioso. In questi casi la superficie di rottura si sviluppa direttamente al contatto con il substrato ed è presente un flusso d'acqua all'interfaccia ghiaccio/roccia. L'instabilità si sviluppa principalmente per cambi repentini della pressione idrica subglaciale e necessita di una configurazione geometrica critica (substrato ripido, assenza di supporto frontale, topografia del letto convessa).

I processi sopra descritti, che sono alla base dell'instabilità glaciale, implicano una significativa influenza dei fattori topografici e climatici sulla stabilità dei ghiacciai, in quanto tipicamente la pendenza del substrato roccioso e il congelamento basale aumentano all'aumentare della quota e/o al diminuire della temperatura dell'aria. Pertanto, un cambio di quest'ultima può modificare la probabilità di accadimento di valanghe di ghiaccio sia direttamente, attraverso una modificazione del regime termico dei ghiacciai, sia in modo indiretto, modificandone la geometria. Independentemente da come inizia il distacco, nel momento in cui si mette in movimento, la massa di ghiaccio si disintegra dando luogo a un flusso di frammenti di ghiaccio caratterizzato da elevata velocità e mobilità. La distanza di propagazione del flusso dipende fortemente dal volume del distacco iniziale, anche se può poi verificarsi una presa in carico importante di ulteriore materiale lungo il percorso, una trasformazione nel tipo di flusso, o può prendere avvio una catena di processi (vedi sezione 2.2) Come assunto generale, le situazioni "a falesia" sono solitamente associate ad eventi ripetitivi, frequenti, e di piccole dimensioni, ed in una certa misura rappresentano il normale processo di ablazione per tali ghiacciai. Benché il distacco di grandi volumi sia improbabile, l'impatto in laghi glaciali e le onde che possono generarsi rappresentano una minaccia importante e diffusa, specialmente in corrispondenza dei circhi glaciali, dove si

formano laghi ai piedi di pareti ripide e glacializzate. Le situazioni del tipo "a rampa" producono valanghe di ghiaccio meno frequenti ma di maggiori dimensioni, capaci di raggiungere e colpire le aree a valle.

Valanghe di ghiaccio di grandi dimensioni ($>10^6 \text{ m}^3$) sono fenomeni poco frequenti ma sono state segnalate nelle Alpi europee, in Nordamerica, nelle Ande, in Himalaya ed in Tibet (Schneider et al., 2011). Anche se il collasso di grandi porzioni di ghiacciai vallivi poco acclivi è un evento estremamente raro, in passato sono accaduti casi come quello del Ghiacciaio di Kolka (2002), nel Caucaso russo (Evans et al., 2009; Haeberli et al., 2004; Huggel et al., 2005), in cui il ghiacciaio è stato destabilizzato da una serie di valanghe di roccia e ghiaccio provenienti dai ripidi versanti a monte, oppure come le recenti (2016), eccezionali valanghe di ghiaccio "gemelle" nella catena Aru Cru in Tibet (Tian et al., 2017). La comprensione di questi processi è ancora limitata, anche se in alcuni casi è stato notato un comportamento tipo "surge", come chiaramente osservato prima degli eventi avvenuti in Tibet. E' stato proposto che i meccanismi alla base di questi distacchi catastrofici siano legati all'aumento degli sforzi e alla diminuzione della resistenza del sistema glaciale, compresa la perdita di resistenza al taglio in corrispondenza del letto glaciale per lo sviluppo di sovrappressioni idriche estreme a seguito di precipitazioni o processi di fusione (specialmente nel caso di letti glaciali politermici), sovraccarico della massa glaciale dovuto all'accumulo di neve, redistribuzione o sovraccarico della massa a seguito di altri movimenti di massa che si depositano sul ghiacciaio (Evans & Delaney, 2015).

L'accelerazione del movimento del ghiacciaio e la formazione di fratture di tensione e crepacci sulla superficie glaciale sono precursori frequenti ma non necessari delle valanghe di ghiaccio, e l'instabilità glaciale può verificarsi senza fenomeni precursori chiari (Failletaz et al., 2016). Le valanghe di ghiaccio possono anche essere innescate da terremoti. Sebbene nella maggior parte dei casi questo implichi un cedimento del letto roccioso sottostante (si veda ad esempio il disastro di Huscaràn del 1970, Perù), ci sono esempi in cui nel deposito di valanga sono state rinvenute solo quantità minime di detriti rocciosi (Van der Woerd et al., 2004). Per esempio, il recente disastro di Langtang nel 2015 è considerato principalmente come una valanga di neve e ghiaccio innescata da un terremoto (Fujita et al., 2016). Tanto le precipitazioni intense quanto i periodi di fusione con temperature estremamente elevate sono considerati potenziali fattori scatenanti le valanghe di ghiaccio, in quanto possono causare modifiche delle pressioni idriche e riduzione della resistenza al taglio.

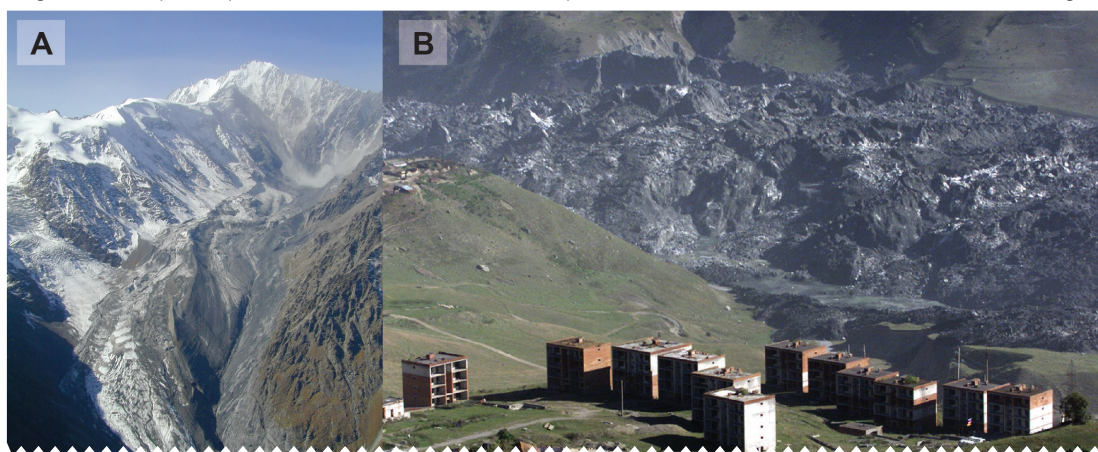


Figura 3: Il 20 settembre 2002 il Ghiacciaio di Kolka nel Caucaso (Ossetia del Nord, Russia) collassò e si trasformò in una valanga di ghiaccio e roccia di volume >100 milioni di m^3 che si propagò per 19 km, trasformandosi poi in una colata detritica che causò circa 140 morti e danni ingenti. A: veduta del Ghiacciaio di Kolka dopo il collasso e della traiettoria iniziale della valanga, B: il gigantesco accumulo di ghiaccio e detrito depositato dalla valanga a Karmadon (Foto: I. Galushkin e Keystone).

1.3 ROTTE GLACIALI

Il termine "rotta glaciale" (*Glacial Lake Outburst Flood - GLOF*) è qui usato in riferimento allo svuotamento catastrofico di laghi formati a lato, di fronte, all'interno, al di sotto o sopra ad un ghiacciaio. Lo sbarramento del lago può essere costituito da ghiaccio di ghiacciaio, da detriti morenici o da roccia del substrato.

I laghi di sbarramento glaciale possono svilupparsi lungo i margini di un ghiacciaio in avanzata (o in *surge*) quando le valli laterali o le depressioni ai lati del ghiacciaio vengono troncate e sbarrate. Molti di questi laghi si sono formati nelle aree di alta montagna durante l'Ultimo Massimo Glaciale e, più recentemente, durante e dopo la Piccola Età Glaciale. Nel tempo, con il ritirarsi dei ghiacciai, lo sbarramento di ghiaccio scompare ed il lago può svuotarsi in modo catastrofico o rimanere contenuto dalle morene laterali abbandonate dal ghiacciaio. Il disastro avvenuto nel 2013 in Kedarnath (India) è stato dovuto a una rotta glaciale causata dal collasso di un lago di questo tipo (Allen et al., 2015).

Man mano che ghiacciai un tempo confluenti si ritirano, si possono formare nell'area proglaciale appena liberata dal ghiaccio nuovi laghi, arginati a valle dal ghiacciaio rimanente. I laghi subglaciali sono ben noti in Islanda, dove la loro formazione (e drenaggio) è legata all'attività vulcanica e geotermica. In gran parte delle regioni montuose del mondo sono state altresì documentate rotte glaciali dovute allo svuotamento improvviso di sacche d'acqua ubicate all'interno o al di sotto di un ghiacciaio, e di pozze sopraglaciali, attraverso canali endoglaciali: in questi casi è stato osservato un collegamento con precipitazioni intense o forte fusione dovuta a temperature elevate (Benn et al., 2012; Huss et al., 2007; Richardson & Reynolds, 2000; Ronunce et al., 2017). Studi recenti nel Tien Shan hanno dimostrato che la grandezza e la durata di laghi sopraglaciali sono controllati dalla durata del collegamento con la rete di drenaggio endoglaciale: in questi casi è necessario un monitoraggio frequente che consenta di identificare il rapido insorgere di condizioni di pericolo (Narama et al., 2010; 2017).

Il drenaggio sub- o endoglaciale avviene principalmente attraverso canali che si ampliano a causa dell'erosione termica e meccanica. Le cause che determinano l'inizio della fuoriuscita dell'acqua spesso non sono ben conosciute, ma uno dei possibili meccanismi è rappresentato dal galleggiamento idrostatico dello sbarramento glaciale quando il volume d'acqua dell'invaso raggiunge un livello critico.

A parità di volume di acqua invasata, le rotte glaciali che avvengono per ampliamento di un canale endo- o subglaciale di solito si sviluppano più lentamente e con portate al picco più contenute rispetto alle rotte dovute ad altri tipi di meccanismi. Sono stati documentati eventi di drenaggio sub- o endoglaciale più rapidi, anche se non si è capito bene quali siano i meccanismi coinvolti.

Il ritiro generalizzato dei ghiacciai montani dalla fine della Piccola Età Glaciale ha causato la formazione di laghi arginati da morene proglaciali, alcuni dei quali incredibilmente grandi, con volumi fino a 100 milioni di m³ e profondità che superano i 200 m (Cook & Quincey, 2015). Questi laghi possono occupare ripidi circhi glaciali o fondivalle. Nel caso di ghiacciai vallivi lunghi, poco acclivi e ricoperti di detrito, che rispondono a bilanci di massa negativi con perdite di spessore piuttosto che con il ritiro del margine frontale

(es., Quincey et al., 2007; Richardson & Reynolds, 2000b), laghi di grandi dimensioni si sviluppano solitamente a seguito della graduale espansione e coalescenza di pozze sopraglaciali. Poiché i depositi che li compongono non sono consolidati e possono avere un nucleo di ghiaccio, gli sbarramenti morenici (fino a 100 m di altezza) possono essere fragili e propensi a cedimento per meccanismi di varia natura. Innanzitutto, a causa del gradiente idraulico che si crea attraverso lo sbarramento, possono verificarsi infiltrazioni d'acqua, asportazione dei sedimenti più fini, ed erosione del fianco verso valle dello sbarramento stesso; la degradazione delle masse di ghiaccio sepolto eventualmente presenti può ridurre la stabilità interna dello sbarramento morenico, e quindi aumentare la sua suscettibilità al collasso. In secondo luogo, l'erosione rimontante lungo il canale emissario (causata ad esempio da onde dovute al vento o dallo sfondamento di una ostruzione temporanea del canale stesso) può incidere lo sbarramento e innescare la fuoriuscita dell'acqua dal lago. Una terza causa può essere il rapido afflusso di acqua (per piogge o fusione nivale) o la generazione di onde a seguito di movimenti di massa (valanghe di ghiaccio o di roccia) caduti nel lago, che possono aumentare il flusso d'acqua attraverso il canale emissario e avviare l'incisione dello sbarramento morenico. Sia che si tratti di un rapido afflusso d'acqua o di un movimento di massa che genera un'onda di piena, la conoscenza delle caratteristiche geologiche, idrogeologiche e geomorfologiche dei versanti circostanti e dell'area drenata dal lago sono fondamentali per la valutazione della pericolosità. Nonostante sia noto che i terremoti possono innescare movimenti di massa che si riversano nei laghi o di destabilizzare direttamente gli sbarramenti, le evidenze empiriche sono sorprendentemente scarse: ad es. il terremoto di Gorka in Nepal nel 2015 non ha causato nessuna destabilizzazione significativa di sbarramenti morenici. Questo potrebbe essere dovuto al fatto che i laghi sono ubicati in fondovalle piani, dove l'accelerazione del terreno è stata generalmente minore (Kargen et al., 2016).



Figura 4: Il 16 e 17 giugno 2013, una colata detritica devastante ha distrutto il villaggio di Kedarnath (Uttarakhand), al Nord dell'India. La maggior parte dei danni e delle vittime si verificò il 17 giugno, quando un piccolo lago sbarrato dal fianco destro del Ghiacciaio di Chorabari (freccia blu), dopo diversi giorni di pioggia intensa, strabordò e ruppe l'argine. La fusione nivale primaverile insolitamente rapida e il conseguente afflusso d'acqua nel lago nel mese antecedente l'evento sono stati probabilmente un fattore chiave per l'innescare del fenomeno (Photo: Vaibhav Kaul).

Una volta che lo sbarramento morenico è stato inciso ed aumenta il flusso di acqua in uscita dal lago, l'erosione aumenta e la breccia si allarga, il deflusso del lago quindi cresce ulteriormente, dando inizio ad un processo che si autoalimenta (Figura 5). Questo processo solitamente continua fino a quando il deflusso comincia a diminuire assieme agli sforzi di taglio applicati al terreno, cosicché i processi erosivi tendono ad attenuarsi fino a fermarsi. La composizione (ovvero le dimensioni dei clasti, la copertura vegetale, la presenza di lenti di ghiaccio, ecc.) e la geometria (ovvero l'altezza, la larghezza, la pendenza, ecc.) dello sbarramento sono cruciali non solo per la sua stabilità iniziale, ma anche nel controllare il tasso di erosione e la profondità finale della breccia, che a loro volta sono fondamentali nel determinare l'idrogramma di piena. Sebbene esistano alcuni esempi di cedimento di sbarramenti morenici poco dopo la formazione di un lago (O'Connor et al., 2001), essi possono cedere anni /decenni più tardi, o resistere per secoli e oltre, diventando elementi permanenti e stabili del paesaggio. Nella maggior parte dei casi, l'incisione delle morene si traduce in una significativa riduzione del livello dell'acqua del lago e l'ampliamento del canale emissario solitamente impedisce l'insorgere di nuove situazioni di pericolosità, a meno che il lago si allarghi o si approfondisca ulteriormente, ad esempio a causa del continuo ritiro e assottigliamento dei ghiacciai. Inoltre, in rare occasioni, le onde prodotte da movimenti di massa di grandi dimensioni possono superare uno sbarramento morenico e causare un'onda di piena senza sovraincidere l'argine stesso: questo significa quindi che rimane il pericolo



Figure 5: Foto ripresa durante l'apertura di una breccia in uno sbarramento morenico presso il Ghiacciaio di Gruben (Vallese, Svizzera): si possono osservare l'intensa erosione e l'ampliamento del canale in corso (Foto: H. Roethlisberger, 1970).

che si producano eventi secondari. Nel caso di laghi con sbarramento in roccia, l'unico meccanismo in grado di dare luogo a una piena catastrofica è la formazione nel lago di onde in grado di superare lo sbarramento, dato che quest'ultimo può essere considerato stabile.

Una volta iniziate, le rotte glaciali tendono a prendere in carico grandi quantità di sedimenti e sono in grado di trasportare anche massi di grandi dimensioni, specialmente nei tratti più a monte dove i corsi d'acqua di alta montagna hanno spesso pendenze elevate. Questo avviene in particolare nel caso di rotte glaciali da laghi a sbarramento morenico, che si trasformano frequentemente in colate detritiche o flussi iperconcentrati (*hyperconcentrated flows*) con la presa in carico di materiale dalla morena e dal canale immediatamente a valle. Affinché tali tipi di flusso possano propagarsi, è generalmente necessario che il canale abbia una pendenza uguale o superiore a 6° - 9° (Huggel et al., 2004a): nei tratti con pendenza inferiore, si verifica la deposizione di sedimenti. A causa in particolare della considerevole altezza dei flussi e dell'elevato gradiente di energia, a parità di condizioni del canale le rotte glaciali possono produrre erosioni molto maggiori di quelle che verrebbero prodotte dalle normali piene innescate da eventi meteorologici. Tuttavia, a differenza di quest'ultime, le rotte glaciali tendono ad attenuarsi rapidamente verso valle, con implicazioni importanti per quanto riguarda i possibili impatti e danni (Schwanghart et al., 2016b). La diminuzione dell'intensità delle piene durante la propagazione verso valle dipende dal volume iniziale e dalla durata dell'evento di incisione/rotta, con eventi di breve durata e di volume modesto che tendono ad attenuarsi più rapidamente. Tuttavia, in corsi d'acqua lunghi come quelli presenti in Himalaya o nelle Ande, si osservano frequenti transizioni nella dinamica di flusso delle rotte glaciali che, iniziate come colate detritiche, si trasformano in flussi iperconcentrati, per poi tornare ad assumere le caratteristiche di colate detritiche, a seconda della pendenza del canale ed alla disponibilità di materiale mobilizzabile. Sono state documentate piene che si sono propagate per 100 km e oltre (Carey et al., 2012; Cenderelli & Wohl, 2003; Schwangart et al., 2016b).

1.4. COLATE DETRITICHE

Se lo svuotamento improvviso di laghi arginati da ripide morene porta comunemente all'innescare di colate detritiche (vedi paragrafo 1.3), in alta montagna queste ultime possono originarsi sempre in corrispondenza di morene, ma per meccanismi diversi dalla rotta glaciale, oppure da falde detritiche al piede di versanti rocciosi soggetti a erosione, in corrispondenza di fronti di rock glacier in via di destabilizzazione e a partire da depositi fluvioglaciali all'interno di canali ad elevata pendenza (Evans & Delaney, 2015). Le colate detritiche consistono in una miscela di acqua e sedimenti caratterizzata da elevata velocità, che può dare luogo a una o più pulsazioni (Iverson, 1997). La quantità di sedimenti trasportata è molto variabile, ma generalmente rappresenta il 50-70% del volume totale. Le caratteristiche diagnostiche di questo fenomeno includono una significativa capacità erosiva, il trasporto di grandi blocchi, depositi poco classati e formazione di cordoni per effetto della decelerazione del flusso in terreni poco acclivi (Hungr et al., 2001). Le aree peri- e paraglaciali sono favorevoli alla formazione di colate detritiche poiché in esse sono presenti notevoli quantità di materiale sciolto non consolidato, le pendenze sono elevate, possono verificarsi fusione di neve e ghiaccio, e forti precipitazioni convettive o monsoniche (Allen et al., 2015; Chiarle et al., 2007; Evans & Clague, 1994; Jomelli et al., 2007). I meccanismi d'innescare includono comunemente le alte temperature estive, con conseguente fusione di neve e ghiaccio, e/o precipitazioni intense (Chiarle et al., 2007; Jomelli et al., 2007). Ad esempio, nel 1987 circa 600 colate detritiche sono state innescate da precipitazioni abbondanti avvenute nelle Alpi Svizzere, e più del 50% di questi fenomeni si sono originati in zone abbandonate dai ghiacciai negli ultimi 150

anni (Rickermann & Zimmermann, 1993; Zimmermann & Haeberli, 1992). Allo stesso modo, studi eseguiti nel Sud della Russia hanno dimostrato una maggiore attività di colata detritica associata alla recente e rapida deglaciazione e all'emersione di depositi glaciali: le aree d'innescò delle colate sono spesso caratterizzate da elementi termocarsici che possono incorrere in sovrassaturazione a causa di deflussi idrici superficiali o per la fusione della neve (Seinova et al., 2011; Stokes et al., 2006). I livelli caratterizzati da permafrost freddo possono agire da barriera per la percolazione dell'acqua in profondità, producendo una locale saturazione del materiale sovrastante non congelato (Zimmermann & Haeberli, 1992). Lo scongelamento del permafrost in materiali non consolidati determina una perdita di coesione, un incremento delle pressioni interstiziali, e fenomeni di scivolamento nel caso in cui scompaiano cospicue lenti di ghiaccio (Harris, 2005). Dato che la rivegetazione in terreni deglacializzati è un processo lento, le aree peri- e paraglaciali possono rimanere prive della protezione vegetale nei confronti dell'erosione per decenni o anche più (Kaab et al., 2005).

È stata identificata una forte stagionalità nell'occorrenza delle colate detritiche, con eventi più frequenti in estate ed in autunno nelle Alpi Europee (Rebetez et al., 1997; Stoffel et al., 2011), e durante l'estate nel Caucaso (Perov et al., 2017). Durante i mesi più caldi non solo è più probabile l'innescò dovuto a precipitazioni convettive intense e fusione nivo-glaciale, ma è anche meno probabile che i sedimenti siano congelati e pertanto vi è una maggiore disponibilità di materiale mobilizzabile. Soprattutto negli ambienti con permafrost esiste una chiara associazione fra innescò di colate detritiche e sviluppo dello strato attivo. Pertanto, a seguito dello scongelamento graduale, dall'alto verso il basso, dei materiali superficiali, i versanti divengono più propensi all'instabilità verso la fine dell'estate o in autunno. Tuttavia, le soglie critiche di precipitazione necessarie per innescare un evento potrebbero in realtà essere più basse all'inizio dell'estate, quando lo strato attivo è meno profondo e già saturo d'acqua a causa della fusione primaverile della neve (Schneuwly-Bollschweiler & Stoffel, 2012).



Figura 6: Colata detritica originatasi da morene e depositi glaciali a monte della città di Tyrnauz, Russia, nel luglio 2000. Si ritiene che il fattore scatenante più probabile sia stato lo svuotamento improvviso di una cavità endoglaciale. (Foto: A. Aleinikov).

1.5 FLUSSI IN MASSA DA VULCANI RICOPERTI DI GHIACCIO

I flussi di massa provenienti da vulcani ricoperti da ghiacciai hanno provocato alcuni fra i maggiori disastri a livello mondiale. Nella storia recente, è stata importante l'eruzione di medie dimensioni nel 1985 del vulcano Nevado del Ruiz (Colombia), che fuse notevoli quantità di neve e ghiaccio con la conseguente formazione di *lahar* (colate detritiche che si formano in ambiente vulcanico) che uccisero più di 20.000 persone nella città di Armero, circa 70 km a valle del vulcano (Pierson et al., 1990; Voight, 1990). Cinque anni prima, nel 1980, la catastrofica eruzione del vulcano ricoperto di ghiaccio Mt. St. Helens causò un collasso del fianco e un'esplosione vulcanica, con enormi valanghe di ghiaccio e roccia e *lahar* che devastarono vaste aree intorno al vulcano e a valle di esso (Waitt et al., 1983). Dopo questi tragici eventi, sono stati compiuti numerosi sforzi di ricerca per studiare i processi e le interazioni dell'attività vulcanica con neve e ghiaccio, e la pericolosità associata.

I *lahar* rappresentano il pericolo più importante associato a vulcani ricoperti di ghiaccio, in quanto possono propagarsi a valle del vulcano per distanze superiori a 150 km (Worni et al., 2012), e possono mobilitare decine di milioni di metri cubi di volume, con portate al picco che possono raggiungere decine di migliaia di metri cubi al secondo. Per esempio, nell'evento del Nevado del Ruiz del 1985 il volume totale del *lahar* è stato stimato pari a 90 milioni di m^3 con una portata al picco di $48.000 m^3/s$ e con velocità variabili da 5 a 15 m/s. Il volume totale del *lahar* del 1956 dal vulcano Bezymnyy (Penisola di Kamchatka) fu ancora maggiore, raggiungendo i 500 milioni di m^3 (Seynova et al., 2017).

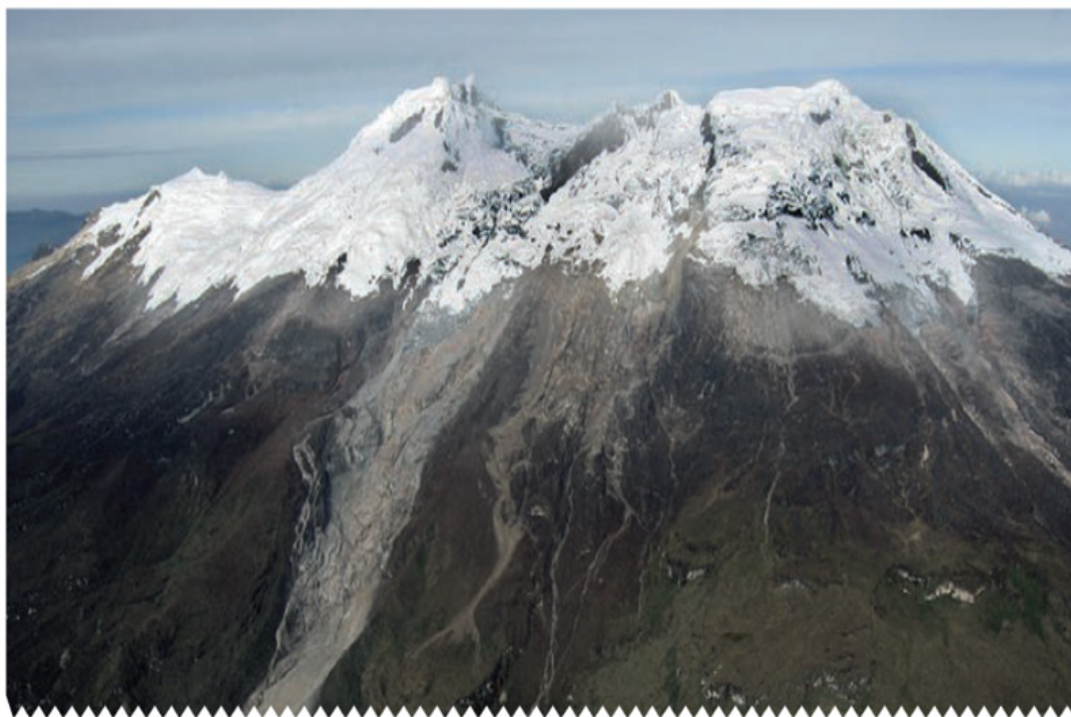


Figura 7: Il Nevado de Huila, ricoperto da ghiacciai nella Cordigliera Centrale della Colombia, ha eruttato nel 2007 e nel 2008 dopo un lungo periodo di inattività. L'acqua di fusione prodotta dall'impatto dell'attività vulcanica sui ghiacciai ha generato diversi imponenti *lahar* che si sono propagati per una distanza di oltre 100 km a valle del vulcano. Gli sforzi messi in campo per valutare la pericolosità, gestire il rischio ed emettere allerte tempestive hanno efficacemente prevenuto ingenti perdite di vite umane (Foto: INGEOMINAS/Geological Survey of Colombia, Aprile 2008).

Nei vulcani coperti di ghiaccio, i *lahar* possono essere generati sia da processi correlati a un'eruzione vulcanica che da processi indipendenti dalle eruzioni vulcaniche (Mayor & Newhall, 1989):

- Flussi piroclastici: una miscela di frammenti di roccia calda e asciutta e di gas caldi che si muove ad alta velocità, sono particolarmente efficaci nel fondere ghiaccio e neve che possono poi generare *lahar* anche di grandi dimensioni.
- Colate laviche: possono generare fusione quando sovrascorrono su ghiaccio e neve, anche se il flusso di calore è molto più lento e meno efficace rispetto a quello dei flussi piroclastici.
- Flusso di calore alla base dei ghiacciai: può essere prodotto da eruzioni subglaciali o flussi geotermici. In questo caso al di sotto dei ghiacciai si possono accumulare grandi quantità di acqua, in funzione della topografia del letto glaciale e del sistema di drenaggio subglaciale, che possono poi fuoriuscire in modo catastrofico come avviene frequentemente in Islanda, dove queste grandi piene improvvise vengono chiamate *jökulhlaup* (Bjornsson, 2003; Roberts, 2005).
- Eiezione e deposizione di cenere ed altri prodotti delle eruzioni su ghiacciai: difficilmente danno vita a *lahar*, ma hanno un importante effetto sull'ablazione e sul bilancio di massa dei ghiacciai. I laghi che si formano nei crateri vulcanici sono una fonte potenziale di grandi piene, con fattori scatenanti legati all'attività vulcanica sia

eruttiva che non eruttiva, nonché alle dinamiche della neve e dei ghiaccio.

Uno studio recente ha identificato nel mondo 144 vulcani ricoperti da ghiacciai e 226 vulcani con copertura nevosa stabile (Seynova et al., 2017). Per quanto riguarda la distribuzione geografica dei vulcani ricoperti da ghiacciai ed i pericoli associati, le cordigliere delle Americhe rappresentano un *hot spot*, assieme ad altre importanti località, come le isole Aleutine, Kamchatka, Giappone, la Nuova Zelanda e l'Islanda. Studi di valutazione della pericolosità sono stati realizzati per vari vulcani ricoperti da ghiacciai nelle Ande, in Messico e negli Stati Uniti, seguendo una varietà di metodologie che prevedono necessariamente la valutazione dell'interazione tra sistemi vulcanici e glaciali (Huggel et al., 2007b; Künzler et al., 2012; Thouret, 1990; Waythomas et al., 2009).

1.6 ALTRI PROCESSI RILEVANTI

Oltre ai processi descritti nei paragrafi 1.1-1.5, esistono molti altri pericoli naturali negli ambienti para- e peri-glaciali di alta montagna. La deformazione gravitativa profonda di fianchi morenici e di ripidi versanti montani è un processo paraglaciale graduale e spesso di lungo termine, con implicazioni importanti per le infrastrutture coinvolte (Deline et al., 2015). Sebbene i movimenti siano generalmente lenti (da centimetri a metri all'anno), se le condizioni del versante si deteriorano ulteriormente, le soglie d'innescio si abbassano e questo può portare ad un rapido, catastrofico collasso (McColl & Davies, 2013). In questo contesto i terremoti giocano un ruolo importante, poiché rappresentano un potenziale fattore scatenante per qualunque tipo di movimento di massa catastrofico (Shugar et al., 2012; Van der Woerd et al., 2004), ma anche per il loro effetto cumulativo sulla stabilità dei versanti e sull'evoluzione del territorio, attraverso un aumento dell'erosione e dell'apporto di sedimenti dai sistemi di alta montagna (es. Howarth et al., 2012; Schwanghart et al., 2016a). Le valanghe di neve si verificano in tutte le regioni montuose del mondo ed esistono procedure di valutazione della pericolosità e conoscenze scientifiche ben consolidate basate su molti decenni di ricerca e di scambi all'interno della comunità scientifica (ad esempio, l' "International Snow Science Workshop" risale agli anni '50). Per questo motivo le valanghe di neve non sono esplicitamente incluse tra i pericoli legati a ghiacciai e permafrost. Tuttavia, si riconosce l'importanza di tenere conto della presa in carico di neve all'interno delle valanghe miste di ghiaccio/roccia/neve (Schneider et al., 2011); inoltre, il recente disastro di Langtang in Nepal ha evidenziato la devastazione che può essere causata dal distacco di grandi valanghe di neve da ripide pareti glacializzate (Fujita et al., 2016).

Infine, anche le piene fluviali improvvise (*flash flood* o *mountain torrent*) non verranno trattate in questo documento, anche se questi fenomeni possono essere amplificati dalla fusione della neve primaverile o del ghiaccio, ed eventi meteorologici intensi possono innescare una devastante convergenza delle piene fluviali improvvise con le rotte glaciali (Allen et al., 2015; Das et al., 2015). Pertanto, in considerazione della grande varietà di pericoli che possono colpire l'ambiente di alta montagna, per la valutazione dei pericoli a scala di bacino sono spesso necessari approcci integrati e interdisciplinari.

2. INTERAZIONE E DINAMICA DEI PROCESSI

2.1 DIMENSIONE SPAZIALE E TEMPORALE DEI PROCESSI E PERICOLI ASSOCIATI

I pericoli connessi a ghiacciai e permafrost sono caratterizzati da un'ampia gamma di dimensioni spaziali e temporali (Figura 8). Da una parte, eventi come i crolli di ghiaccio o di roccia di piccolo volume avvengono quasi giornalmente in ambienti dinamici come quelli montuosi, specialmente durante i caldi mesi estivi, quando la frequenza degli eventi può essere strettamente collegata al riscaldamento diurno ed ai processi di fusione. Le minacce derivanti da tali pericoli sono tipicamente localizzate negli ambienti di alta montagna, ma possono essere motivo di preoccupazione, per esempio, quando un gran numero di turisti (ad es. alpinisti) attraversano percorsi esposti a tali eventi (Temme, 2015). All'altra estremità del continuum, valanghe di ghiaccio e/o roccia relativamente rare, ma di grande magnitudo, sono in grado di percorrere grandi distanze e per questo motivo possono minacciare le persone e le infrastrutture ubicate ben più a valle (Schneider et al., 2011), specialmente dove questi eventi si trasformano o dove si innescano catene di eventi (vedere Paragrafo 2.2).

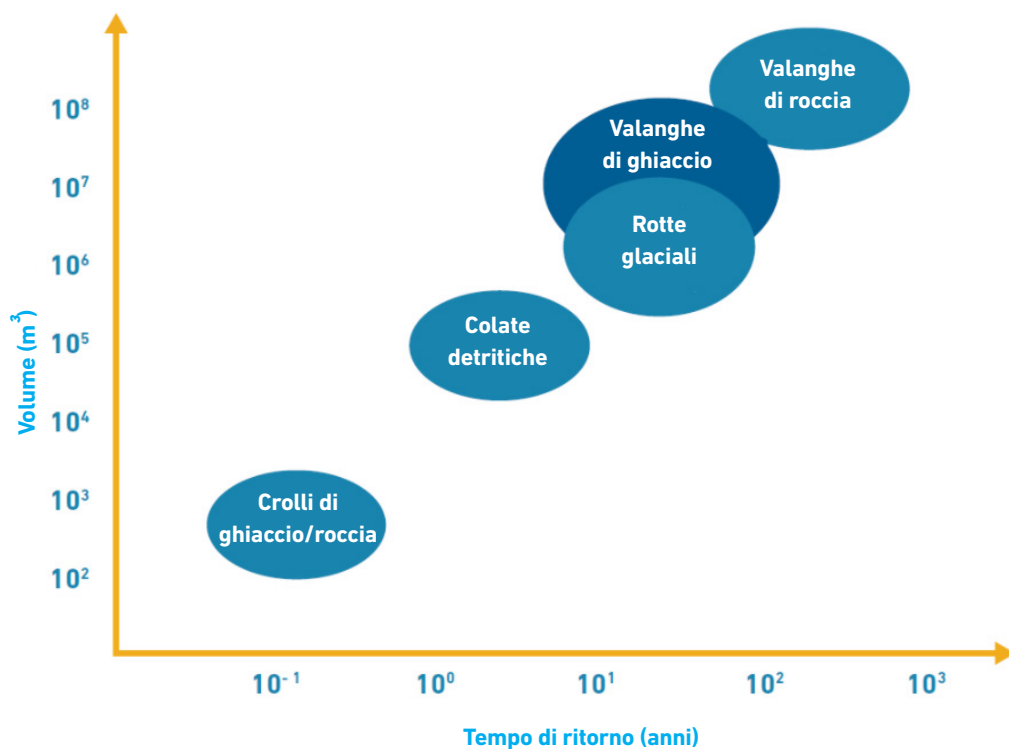


Figura 8: Volumi caratteristici e tempi di ritorno di differenti fenomeni d'instabilità di versante e movimenti in massa in alta montagna e in aree con criosfera (Huggel et al., 2012). La figura è generalizzata, e non esclude che alcuni eventi possano verificarsi con maggiore frequenza. Ad esempio, alcuni laghi glaciali possono formarsi velocemente o riempirsi stagionalmente, e così generare rotte glaciali ripetitive e frequenti.

In questo documento verranno trattati sia i processi condizionanti o predisponenti sia quelli che innescano direttamente eventi pericolosi o reazioni a catena. Il cambiamento climatico è unico a questo riguardo, in quanto le trasformazioni ad esso correlate che avvengono nella criosfera e nell'idrometeorologia hanno effetti complessi sui processi erosivi e sulla stabilità del territorio, ed operano su un'ampia gamma di scale spaziali e temporali. Se si considera l'esempio dell'instabilità del substrato, la struttura geologica e la topografia dei versanti sono generalmente considerati fattori predisponenti statici, tuttavia entrambi potrebbero rispondere lentamente al ritiro dei ghiacciai ed alla conseguente decompressione, su scale temporali che variano da secoli a millenni (McColl, 2012, vedere anche la Parte III). Questi processi determinano una progressiva riduzione della resistenza al taglio di un versante, mentre eventi idrometeorologici estremi di durata più breve, come precipitazioni intense o fusione della neve, producono una risposta più rapida nella stabilità del pendio. Su scale di tempo intermedie (ad esempio in relazione al riscaldamento accelerato del secolo scorso), si potrebbero considerare processi come lo scongelamento del permafrost a profondità da alcuni metri a decine di metri, o la scomparsa di piccoli ghiacciai. I processi che possono causare riduzioni repentine della resistenza al taglio (compresi i terremoti) possono agire come fattore scatenante per il collasso di un versante solo laddove la resistenza al taglio è già sufficientemente bassa e prossima ad una soglia critica (Figura 9). Pertanto, la valutazione dei pericoli legati a ghiacciai e permafrost deve necessariamente considerare l'evoluzione a lungo termine delle dinamiche del territorio e dei processi che interagiscono, tanto dal punto di vista storico quanto dal punto di vista di prospettive future.

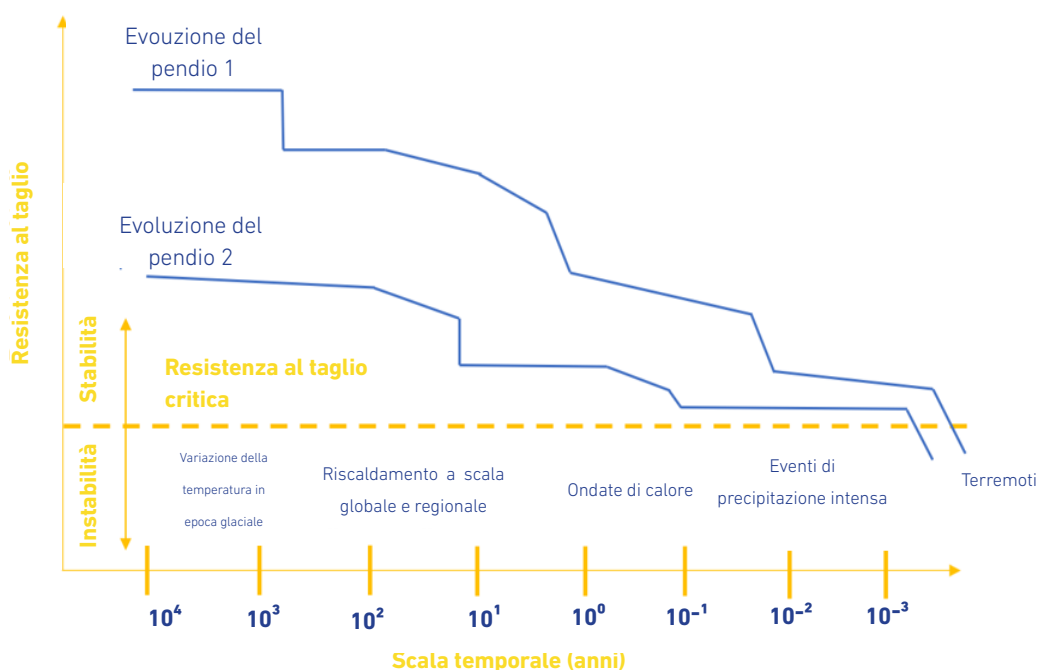


Figura 9: Schema concettuale che mostra l'evoluzione a lungo termine della stabilità di due pendii. La linea tratteggiata indica la soglia critica di resistenza al taglio al di sotto della quale il versante non è stabile e potrebbe innescarsi un cedimento (da Huggel et al., 2010). L'evoluzione di entrambi i versanti è caratterizzata da processi che producono una graduale diminuzione della resistenza al taglio (ad es. il ritiro glaciale a partire dall' Ultimo Massimo Glaciale) e brusche riduzioni della stessa (ad es. eventi idrometeorologici estremi o terremoti). Il pendio 2 presenta una resistenza al taglio iniziale minore dovuta, per esempio, al tipo o alla struttura della roccia.

2.2 CATENE DI PROCESSI ED EVENTI COMPOSITI

Una caratteristica distintiva nella valutazione della pericolosità legata a ghiacciai e permafrost è la necessità di considerare l'interazione tra processi ed il loro impatto cumulato sulle aree situate a valle. Infatti, alcuni dei disastri più devastanti e di maggiore portata avvenuti in aree di alta montagna sono stati il risultato di catene di processi, iniziati come valanghe di ghiaccio e/o roccia ed evoluti verso valle in colate detritiche, di fango, o flussi iperconcentrati (Huggel et al., 2005; Liboutry et al., 1977). L'interazione fra processi può essere immediata (cioè da secondi a minuti), come nel caso di un movimento di massa che impatta su un lago provocando una rotta glaciale. Per altre interazioni, come la formazione di un lago di sbarramento ad opera di una frana o di un ghiacciaio in rapida avanzata, il pericolo secondario che ne consegue può evolvere su scale temporali di giorni, settimane, mesi o addirittura anni (per maggiori informazioni su laghi sbarrati da frane vedere ad es. Schneider et al., 2013; Korup & Tweed, 2007).

Un esempio di una tipica catena di processi, che coinvolge un movimento in massa di ghiaccio o roccia in un lago glaciale, è stato ben descritto da vari autori (ad es. Worni et al., 2014) (Figura 11) e sta acquisendo una crescente importanza in vista della formazione di nuovi laghi molto vicino a versanti di montagna ripidi e in via di destabilizzazione (Haeberli et al., 2016). Una sfida chiave per la valutazione della pericolosità è che, sebbene diverse comunità scientifiche ed ingegneristiche abbiano sviluppato approcci di modellizzazione per singoli processi (ad es. la generazione di onde, la rottura di dighe, la propagazione di flussi), tali approcci non



Figure 10: Traiettorie e depositi della valanga di roccia e della colata detritica del 6 Agosto 2010 avvenuti a Mount Meager, British Columbia, Canada. La valanga di roccia ha coinvolto rocce vulcaniche con un volume di 53 milioni di m^3 e si è successivamente trasformata in una colata detritica che ha viaggiato 10 km verso valle dove ha poi interessato il fiume Lillooet (Roberti et al., 2017). L'erosione eccezionale, la traiettoria e le caratteristiche del flusso in massa sono chiaramente visibili (Photo: T. Spurgeon).

sono mai stati progettati per una modellizzazione integrata di rotte glaciali.

Schneider et al., (2014) hanno elaborato una delle prime implementazioni di modelli accoppiati di flusso in massa e impatto su lago, come base per una mappatura della pericolosità in Perù. In tale esempio, le maggiori incertezze relative all'onda di sormonto non erano dovute all'accoppiamento dei vari modelli, quanto dalla definizione dello scenario iniziale della valanga di roccia e ghiaccio (Schaub et al., 2015), a sottolineare l'importanza della valutazione iniziale della stabilità del versante. Gli studi più recenti cercano di fornire approcci numerici in grado di simulare l'intera catena di processi interagenti con modelli di flusso di massa a due fasi (Kafle et al., 2016). Su scale temporali più lunghe (mesi, anni o anche più) esistono importanti relazioni tra l'attività di crollo, valanghe di roccia e colate detritiche. La crescente disponibilità di sedimenti non consolidati e facilmente erodibili, come quelli che derivano dalle valanghe di roccia, possono fortemente modificare l'attività di colata detritica (Frank et al., 2015; Tobler et al., 2014).



Figure 11: Rappresentazione schematica che mostra una tipica catena di rotta glaciale come risultato di un movimento di massa iniziale. (1) Un movimento in massa (di ghiaccio, roccia o detrito) entra in un lago, producendo (2) un'onda di spostamento che (3) straborda e (4) incide ed erode lo sbarramento. (5) Un'onda di piena si propaga quindi verso valle dove (6) le aree abitate e le infrastrutture sono esposte. Si noti che le ondate di piena che si producono possono avere effetti catastrofici con o senza erosione dello sbarramento e, come tali, possono rappresentare una minaccia anche per laghi con sbarramento in roccia apparentemente stabili.

II. VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ

In questa parte importante del documento di orientamento, verrà delineato un approccio sistematico alla valutazione della pericolosità legata a ghiacciai e permafrost. Dopo un'introduzione al quadro generale della valutazione, si affronteranno due requisiti fondamentali per la valutazione della pericolosità, ovvero l'importanza di sviluppare e mantenere catasti di eventi pregressi e, nel contesto di un clima in rapido cambiamento, la necessità di dati climatici affidabili. Sulla base dello stato dell'arte presentato nella Parte II, il lettore verrà guidato attraverso le considerazioni chiave e i più recenti approcci metodologici per la valutazione della pericolosità legata a ghiacciai e permafrost in ambiente montano, con una particolare attenzione alla mappatura della pericolosità.

1. SCHEMA GENERALE E CONCETTI FONDAMENTALI

1.1 QUADRO DI VALUTAZIONE

Il processo di valutazione della pericolosità consta di due componenti principali (o risultati):

- Valutazione della suscettibilità (o predisposizione) e della stabilità: identificazione delle aree sorgente e della probabilità di innesco di processi potenzialmente pericolosi.
- Valutazione dell'impatto: identificazione della potenziale minaccia che i processi d'instabilità possono rappresentare per le aree poste a valle, e basi scientifiche per i processi decisionali e di pianificazione.

Si ricorda che questo documento tratterà solo dei possibili impatti fisici dei processi considerati, mentre qualsiasi valutazione degli impatti sociali, dei danni e delle perdite rientra nell'ambito della valutazione del rischio ed è al di fuori dello scopo di questo documento. Il quadro che verrà illustrato non intende fornire prescrizioni, ma vuole piuttosto guidare in modo sistematico e completo il professionista e l'esperto attraverso il processo di valutazione della pericolosità. Per ogni fase della valutazione sono disponibili vari strumenti e metodologie che devono in ogni caso essere adattati al contesto e alle esigenze locali. Il quadro di valutazione è inoltre pensato per essere sufficientemente generico da poter essere applicato su un'ampia gamma di scale, da quella regionale a quella locale (sito-specifico). Per ciascuna valutazione, la scala d'indagine dipenderà dal problema che si intende investigare, ad esempio qual è il pericolo associato a un particolare lago (sito-specifico), oppure in che modo i processi d'instabilità naturale minacciano lo sviluppo della produzione idroelettrica in un dato bacino (scala regionale). Man mano che uno studio procede dalla valutazione della suscettibilità e della stabilità alla valutazione degli impatti, aumentano generalmente la sua rilevanza e l'utilità per le autorità locali che hanno in carico la riduzione del rischio di catastrofi naturali e l'adattamento ai cambiamenti climatici.

Laddove i dati e l'esperienza lo consentano, un obiettivo finale potrebbe essere lo sviluppo di carte della pericolosità basate su modelli fisico-numeric, validati e perfezionati mediante studi di terreno e tradotti in raccomandazioni per la pianificazione. Non è detto, tuttavia, che ciò sia possibile o auspicabile in tutti i casi, ed altri risultati preziosi possono provenire da approcci semplificati di primo livello e dalle valutazioni degli esperti.

1.1.1 Valutazione della suscettibilità e della stabilità

In questo paragrafo vengono fornite indicazioni per una valutazione ad ampio raggio dei fattori atmosferici, criosferici e geotecnici che condizionano e innescano un potenziale pericolo (vedere Sezione 2). I fattori condizionanti includono caratteristiche statiche ed intrinseche del sito, ma anche quei fattori dinamici che ne aumentano gradualmente nel tempo la propensione all'instabilità. I fattori innescanti sono invece quei processi che danno direttamente avvio al movimento, o che trasformano un sito stabile in instabile. La rilevanza di determinati fattori per la suscettibilità e l'instabilità varia da una regione all'altra, ed è necessario il giudizio di esperti per decidere se nella valutazione locale della suscettibilità si debba dare o meno maggiore enfasi (peso) ad alcuni fattori. Ad esempio, se un catasto delle valanghe di roccia avvenute in una data regione indica che tutti gli eventi si sono verificati all'interno di un determinato dominio litologico, a questo fattore potrebbe essere assegnato un peso importante nella valutazione della stabilità dei versanti.

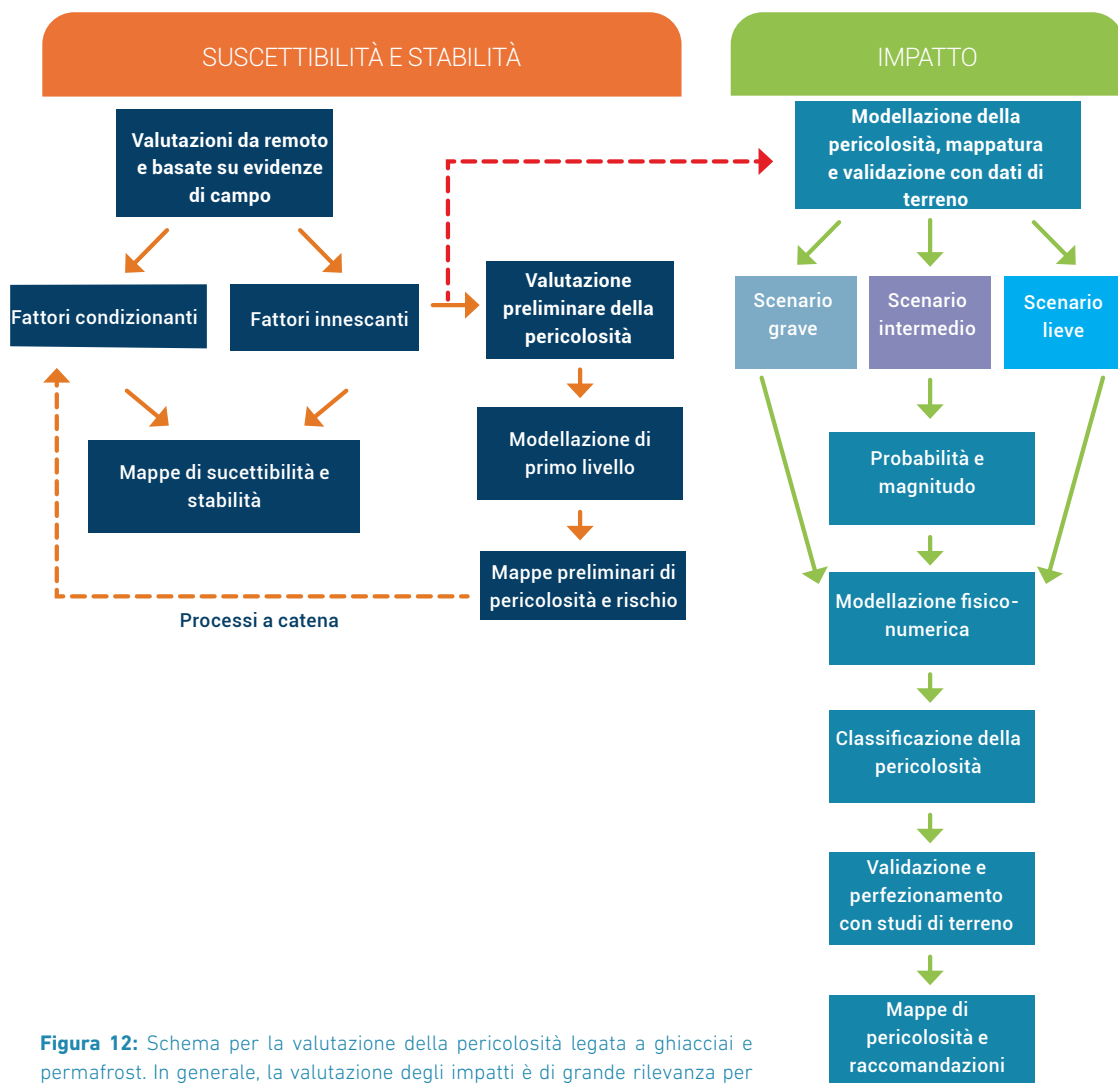


Figura 12: Schema per la valutazione della pericolosità legata a ghiacciai e permafrost. In generale, la valutazione degli impatti è di grande rilevanza per la riduzione del rischio di catastrofi e la pianificazione dell'adattamento al cambiamento climatico.

I fattori condizionanti e innescanti danno informazioni non solo in merito a dove e quanto è probabile che un evento avvenga, ma forniscono anche indicazioni sulla sua possibile magnitudo. Pertanto, la valutazione della suscettibilità e della stabilità fornisce una base per identificare e stabilire le priorità per i successivi studi di impatto (concentrandosi, ad esempio, su pendii altamente suscettibili all'instabilità o instabili). Al contempo, le informazioni raccolte durante questa fase confluiranno direttamente anche nello sviluppo degli scenari e nella modellazione della pericolosità durante la fase di valutazione degli impatti. Generalmente i metodi per la valutazione della suscettibilità a scala di bacino o a scala più ampia si basano su informazioni ottenute da remoto, usando strumenti GIS per sovrapporre gli strati informativi relativi ai vari fattori che concorrono a determinare la suscettibilità all'instabilità, in modo che possa essere implementata una classificazione semi-qualificativa della suscettibilità a scala di pixel. Qualora vengano identificate situazioni critiche e sia possibile accedere al sito o acquisire da remoto dati ad alta risoluzione, questi dati possono essere utilizzati per condurre analisi quantitative, ad esempio attraverso l'impiego di modelli di stabilità o di cinematica dei versanti.

1.1.2 Valutazione dell'impatto

Il quadro di lavoro qui proposto tiene conto del fatto che molti studi a scala più ampia (ad esempio provinciale o regionale) hanno tentato di spingersi oltre la valutazione della suscettibilità e della stabilità, utilizzando modelli semplici ed approcci empirici per stimare il possibile percorso e le possibili distanze di propagazione dei fenomeni, pur senza essere in grado di fornire le informazioni quantitative necessarie alla mappatura della pericolosità (Allen et al., 2016; Rounce et al., 2016). In questo documento, definiamo questo passaggio intermedio come valutazione preliminare della pericolosità, i cui prodotti principali sono mappe preliminari di pericolosità o rischio. I modelli di primo livello utilizzati sono sovente ottenuti per via empirica, ma non sono fisicamente basati e pertanto non possono fornire le informazioni necessarie all'elaborazione di una carta di dettaglio della pericolosità quali, ad esempio, altezza del flusso, pressione d'impatto, velocità, ecc. Ciò nonostante, questi modelli sono preziosi poiché, data la loro semplicità, è possibile effettuare molteplici (ad es. centinaia) simulazioni del possibile percorso di un fenomeno: le mappe risultanti possono quindi fornire indicazioni di pericolosità di primo livello e possono servire come base per identificare le priorità di indagine a scala locale e di mappatura della pericolosità. Questa modellazione di primo livello può anche contribuire alla valutazione della possibilità che si sviluppino processi a catena, andando ad esempio ad individuare la presenza di laghi lungo il possibile percorso di una valanga di ghiaccio o roccia.

Laddove vengano identificate situazioni critiche (ad es., quando la suscettibilità all'instabilità è alta e/o quando la valutazione preliminare della pericolosità ha identificato dei pericoli importanti) è probabile che si proceda ad una modellazione e ad una mappatura della pericolosità. La mappatura della pericolosità, nell'ambito di questo documento di orientamento, si riferisce solamente alla valutazione della pericolosità intesa come probabilità che un evento di una data intensità (magnitudo) si verifichi.

$$\text{Pericolosità} = f(\text{probabilità, intensità})$$

Solitamente la mappatura della pericolosità si basa su dati storici per stabilire relazioni “frequenza-magnitudo”, che possono poi essere utilizzate come base per lo sviluppo di scenari e per la modellazione della pericolosità: ad esempio, la mappatura della pericolosità per una determinata piana alluvionale potrebbe essere realizzata per un evento con un tempo di ritorno di 20 anni e una portata al picco di 1000 m³/s. Per quanto riguarda i pericoli naturali che si originano in aree di alta montagna, la capacità di stabilire relazioni affidabili “frequenza-magnitudo” è limitata da tre fattori:

- I fenomeni si originano frequentemente in zone remote e inaccessibili, per cui anche eventi di grandi dimensioni potrebbero essere passati inosservati e le date di accadimento sono a volte mal definite;
- La criosfera sta cambiando rapidamente e, in alcuni casi, le condizioni attuali sono già oltre qualsiasi precedente storico: ciò significa che le relazioni “frequenza-magnitudo” perdono di significato;
- Molti eventi possono verificarsi una volta sola (come, per esempio, la completa incisione di uno sbarramento morenico) e, pertanto, le relazioni “frequenza-magnitudo” potrebbero non applicarsi.

Date queste limitazioni, si raccomanda un approccio semi-qualitativo allo sviluppo di scenari, con la definizione di scenari di tre magnitudo differenti (ad es., piccola, media o grande) collegati alla corrispondente probabilità di accadimento (ovvero, bassa, media o alta). Lo sviluppo degli scenari deve basarsi innanzitutto sulle informazioni ottenute durante la fase di valutazione della suscettibilità e della stabilità, integrate ove possibile dalla conoscenza degli eventi pregressi avvenuti nell’area di studio o in altre aree. Si sottolinea, a questo riguardo, l’importanza di includere lo scenario peggiore, ovvero l’evento più grande che potrebbe verificarsi, la cui probabilità di accadimento sarà determinata sulla base delle informazioni sopra descritte. In particolare, per quanto riguarda l’anticipazione di pericoli nuovi o emergenti a causa del cambiamento climatico, gli scenari peggiori forniscono un approccio conservativo che tiene conto delle diverse fonti di incertezza insite nelle proiezioni future. Un insieme di strumenti per la modellazione fisico-numerica può quindi simulare per ciascuno scenario il potenziale pericolo per le aree poste a valle (vedi Appendice II), fornendo parametri chiave quali le altezze del flusso, le pressioni di impatto e la velocità, parametri richiesti per la mappatura dell’intensità degli impatti e la classificazione dei pericoli. Lo sviluppo di scenari, gli approcci di modellazione e le procedure di classificazione e mappatura della pericolosità, tanto per eventi semplici quanto per catene di eventi più complesse, sono descritti dalla Sezione 3.2 alla Sezione 3.4.

1.2 RUOLO DEI CATASTI DI EVENTI STORICI D’INSTABILITÀ NATURALE

I catasti di movimenti in massa catastrofici pregressi costituiscono un prerequisito fondamentale per la valutazione della pericolosità e dei rischi. Tramite lo studio della distribuzione, del tipo e della dinamica degli eventi del passato si può migliorare la comprensione dei processi innescanti e condizionanti, ottimizzare la valutazione della suscettibilità all’instabilità e meglio definire gli impatti (Carrivick & Tweed, 2016). Identificare e catalogare i processi d’instabilità che avvengono nelle regioni di alta montagna è difficile, in quanto: 1) ci sono pochi testimoni diretti, 2) le nuvole, le ombre o la copertura nevosa possono oscurare le immagini telerilevate, 3) l’erosione glaciale e fluviale può cancellare rapidamente le evidenze dei processi di trasporto in massa, 4) gli accumuli di ghiaccio e/o neve scompaiono rapidamente (entro giorni o settimane), e 5) i detriti freschi (ad es. dovuti a una frana) che si depositano su superfici ricoperte da depositi più vecchi (ad es. depositi glaciali) possono essere difficili da riconoscere.

Catasti sistematici degli eventi d’instabilità connessi a ghiacciai e permafrost sono maggiormente sviluppati

per le Alpi Europee, dove i ricercatori possono attingere a una lunga storia di monitoraggio scientifico e dove alpinisti, gestori di rifugi e altri utenti abituali del territorio montano sono coinvolti nella raccolta dei dati (Fischer et al., 2012; Ravanel & Deline, 2011; Temme, 2015). Per questo motivo, la comprensione dei processi e molte regole empiriche che definiscono, ad esempio, le caratteristiche delle zone di distacco o la lunghezza del percorso si basano in larga parte su dati provenienti dalle Alpi Europee (Haeberli et al., 1983; Huggel et al., 2004a), mentre sovente in altre regioni montuose più remote solo gli eventi molto grandi sono ben documentati. Per quanto riguarda le rotte glaciali, sono stati recentemente intrapresi sforzi per realizzare un database internazionale di eventi (<http://glofs-database.org/>), che aiuterà nella comprensione dei processi di rotta glaciale e dei loro impatti in differenti ambienti fisici e sociali (Vilimek et al., 2014). Se l'obiettivo è valutare come i processi cambiano nel tempo, i catasti di eventi dovrebbero coprire un periodo minimo di 30 anni (che è la durata tipica di un periodo di riferimento climatologico), in quanto è poco probabile che da inventari che ricoprono periodi più brevi si possano ottenere tendenze affidabili dal punto di vista statistico. A questo proposito, la ricostruzione di eventi storici tramite, ad es., tecniche dendrogeomorfologiche può migliorare in modo significativo le conoscenze di base sui pericoli naturali e, in particolare, sulle relazioni frequenza-magnitudo (Stoffel & Bollschweiler, 2008). Usando le rotte glaciali come esempio, si riportano di seguito le informazioni che solitamente dovrebbero essere contenute in un catasto di tali fenomeni. Una panoramica completa del tipo di informazioni necessarie per la comprensione dei fattori condizionanti e innescanti altri processi di movimento in massa può essere consultata nella Sezione 2 di questo documento..

I principali parametri fisici riportati nel database internazionale delle rotte glaciali sono i seguenti (Vilimek et al., 2014):

Laghi glaciali:

- Nome
- Coordinate (longitudine, latitudine, quota)
- Ubicazione (catena montuosa, valle)
- Tipo di lago (sopra-, pro-, peri-, subglaciale, ecc.)
- Tipo di sbarramento (roccia, morena, ghiaccio, o misto)

Piena dovuta al cedimento dello sbarramento o a tracimazione:

- Data di accadimento
- Probabile fattore innescante
- Meccanismo(i) di rotta
- Volume della piena
- Portata di picco
- Distanza di propagazione (influenzata anche dalla topografia della zona a valle)
- Tipo di flusso/carico solido

1.3 VALUTAZIONI CLIMATICHE DI BASE

Cambiamenti nei valori medi ed estremi dei parametri atmosferici (principalmente temperatura e precipitazione) e i conseguenti impatti sulla criosfera sono importanti fattori condizionanti e/o innescanti per molti processi di piena e di movimento in massa (vedi Sezione 2). Caratterizzare questi cambiamenti rappresenta un problema, poiché in molte regioni montuose remote le informazioni idro-meteorologiche

sono scarse.

I dataset climatologici su griglia liberamente disponibili possono in parte sostituirsi alle misure a terra: ad esempio, le stime di precipitazione derivate da satellite delle missioni TRMM o IMERG sono state ampiamente utilizzate per l'analisi di frane e rotte glaciali avvenute negli ultimi 20 anni (Allen et al., 2015; Mathew et al., 2014). Tuttavia, sulla base di tali dataset, la quantità effettiva di precipitazione può essere sia sovra- che sottostimata. Per quanto riguarda le temperature, i prodotti di rianalisi possono fornire una stima grossolana delle possibili anomalie su larga scala, oppure, comunemente, i trend di temperatura sono estrapolati verticalmente ed orizzontalmente dai dati registrati dalla stazione più vicina (spesso distante 100 km o più in regioni remote). Sebbene molti autori abbiano usato tali dati estrapolati per dedurre un possibile ruolo dei processi di fusione e di disgelo nell'innescò o nel condizionamento dell'instabilità, il grado di incertezza in questi studi è elevato. Allo stesso modo, molti studi hanno attribuito l'innescò di un movimento in massa a "precipitazioni insolitamente copiose", "temperature estremamente calde" ecc., senza che tali affermazioni abbiano alcuna base statistica. Idealmente, tanto le condizioni climatiche medie quanto quelle estreme dovrebbero essere definite a scala locale sulla base di un periodo di riferimento di 30 anni o più (Seneviratne et al., 2012) e, almeno all'interno di una stessa regione, per questa definizione si dovrebbe fare riferimento ad uno stesso intervallo temporale. Recentemente Paranunzio et al. (2015, 2016) hanno introdotto un approccio statistico per individuare le anomalie dei parametri climatici (temperatura e precipitazione) associate all'occorrenza di crolli di roccia nelle Alpi italiane, fornendo uno strumento affidabile per lo studio dei fattori innescanti o condizionanti l'instabilità dei versanti di alta quota.

Alla luce di queste considerazioni e di queste problematiche, qualsiasi strategia a lungo termine per il monitoraggio e la valutazione dei pericoli naturali dovrebbe prevedere l'installazione di stazioni meteorologiche automatiche (comprehensive di misurazione della neve) e di misuratori di portata, idealmente a quote diverse all'interno di un dato bacino. I dati acquisiti dalle stazioni locali sono necessari, soprattutto alla luce dei cambiamenti futuri, per la disgregazione spaziale dei risultati dei modelli climatici globali o regionali. Le procedure per monitorare da remoto le trasformazioni dei ghiacciai, compresa la formazione di laghi, sono ben consolidate e catasti recenti sono disponibili per la maggior parte delle regioni montuose del mondo: questi catasti devono essere aggiornati con regolarità. Il permafrost, essendo un fenomeno del sottosuolo, difficilmente può essere analizzato tramite telerilevamento, e pertanto la presenza e le condizioni del permafrost sono comunemente dedotte utilizzando approcci di tipo modellistico, che variano da semplici regole empiriche fino a modelli numerici fisicamente basati (ad esempio Boeckli et al., 2012; Etzelmüller et al., 2001; Fiddes et al., 2015). Nei siti considerati critici, si possono installare sensori di temperatura sopra o sotto la superficie del terreno, oppure condurre indagini geofisiche per validare i risultati delle modellazioni e monitorare i cambiamenti che avvengono nel tempo (ad es., Gruber et al., 2003; Hauck, 2013).

2. VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIBILITÀ E DELLA STABILITÀ

Di seguito si descrivono i principali fattori da considerare ed i corrispondenti approcci metodologici da applicare nella valutazione della suscettibilità e della stabilità per i diversi pericoli legati a ghiacciai e permafrost. Tali fattori vengono raggruppati in due ampie categorie, ovvero quelli relativi alla criosfera e quelli legati all'assetto geotecnico e geomorfologico, pur essendo consapevoli del fatto che esistono forti interconnessioni tra i vari fattori. Queste informazioni sono riepilogate nell'Appendice 1, Tabelle da 1 a 5.

2.1 VALANGHE DI ROCCIA

La caratterizzazione fisica del letto roccioso e della sua resistenza è essenziale per la valutazione della stabilità di un versante. Tuttavia, poiché le valanghe di roccia si originano in versanti di alta montagna ripidi e inaccessibili, le valutazioni devono spesso basarsi sul telerilevamento. Nei siti dove si individuano situazioni critiche e dov'è possibile accedere da terra o realizzare un telerilevamento ad alta risoluzione, si possono usare informazioni geotecniche e di altro tipo specifiche del sito per ottenere modelli statici, cinematici o dinamici per la valutazione della stabilità del pendio.

2.1.1 Fattori legati alla criosfera

Esistono vari approcci per modellare le condizioni del permafrost, approcci che possono variare da semplici relazioni empiriche tra la temperatura media annua dell'aria (MAAT) e la topografia del versante, fino a modelli numerici avanzati che stimano la temperatura superficiale del terreno (ad es., Boeckli et al., 2012; Fiddes et al., 2015; Gruber et al., 2004). Per una valutazione della suscettibilità dei versanti all'instabilità, è di particolare interesse l'identificazione delle aree dove il permafrost è probabilmente temperato (permafrost "periferico"), ovvero dove la temperatura superficiale del terreno è prossima a 0 °C. A questo riguardo, le indagini generalmente si concentrano su un intervallo critico compreso fra -1,5 °C e 0 °C. In versanti significativamente più freddi o più caldi è meno probabile che lo scongelamento del permafrost sia un fattore rilevante, anche se non può essere escluso, specialmente dove la presenza di ghiacciai pensili e il conseguente trasferimento di calore latente attraverso il firn presente nella zona di accumulo possono indurre forti perturbazioni termiche nel substrato. I risultati dei modelli forniscono solo un'indicazione approssimativa delle effettive condizioni del permafrost, mentre le indagini geofisiche locali (ad esempio la tomografia di resistività elettrica - ERT) possono fornire informazioni semi-dirette sulle condizioni termiche, sul contenuto di ghiaccio e sulla presenza in profondità di acqua allo stato liquido (per una panoramica sui processi geofisici si veda Hauck, 2013). La scomparsa o l'assottigliamento di corpi glaciali al di sopra o al di sotto di pareti rocciose ripide possono essere quantificati al meglio a partire da immagini satellitari, aeree o terrestri ripetute nel tempo e utilizzati per dedurre i relativi effetti termici e meccanici (ad es. decompressione) sui versanti.

2.1.2 Fattori geotecnici e geomorfologici

Qualsiasi valutazione della stabilità di versanti rocciosi deve partire dalla comprensione delle condizioni geotecniche locali, e in particolare dell'orientazione e delle condizioni della stratificazione, della foliazione, delle fratture, delle faglie e di altre discontinuità (Hoek & Bray, 1981). Quando si dispone di carte geologiche a larga scala, esse possono fornire indicazioni preliminari ed alcune caratteristiche geotecniche possono essere dedotte dal tipo di unità litologiche e di strutture cartografate, in particolare laddove i catasti storici delle frane forniscono una solida base scientifica per correlare determinate unità litologiche con condizioni strutturali e processi d'instabilità specifici (ad es. Allen et al., 2011). Allo stesso modo, dove sono presenti discontinuità a grande scala (ad es. zone di faglia o contatti litologici) si possono ipotizzare condizioni sfavorevoli alla stabilità. Successivamente, per un riconoscimento più di dettaglio delle discontinuità strutturali, sono necessari un telerilevamento ad alta risoluzione (includere scansioni LiDAR) e/o una mappatura sul campo. Esistono vari schemi per una caratterizzazione geotecnica finalizzata alla valutazione della stabilità dei pendii rocciosi (per una panoramica su tali schemi, vedere Pantelidis, 2009), i cui comuni requisiti di input possono essere così raggruppati:

- Resistenza e qualità dell'ammasso roccioso (resistenza della roccia intatta, erosione, alterazione, ecc.)
- Condizioni delle discontinuità (riempite da materiale, presenza di acqua, ghiaccio, ecc.)
- Caratteristiche geometriche delle discontinuità (immersione, direzione, spaziatura, ecc.)
- Condizioni del versante (irregolarità, copertura vegetale, ecc.)
- Geometria del versante (pendenza, esposizione, altezza, ecc.)

Non è possibile in questa sede passare in rassegna i requisiti di dettaglio per una valutazione geotecnica, ed in genere è richiesta una grande esperienza per determinare se le condizioni o le geometrie siano favorevoli o meno alla stabilità del pendio. La classificazione della suscettibilità all'instabilità dovrà basarsi principalmente sulle conoscenze geotecniche locali e sull'analisi della passata attività di frana nella regione oggetto di studio. In generale, le analisi disponibili di catasti di eventi hanno evidenziato come la suscettibilità più elevata si verifichi per versanti con pendenze elevate (~ 40° - 60°), fortemente fratturati, con discontinuità aperte, deboli e con configurazioni geometriche che possono causare eventi di frana per scivolamento planare, crollo, o ribaltamento (Allen et al., 2011; Fischer et al., 2012; McSaveney, 2002). La sismicità può essere sia un fattore condizionante che innescante l'instabilità dei versanti, e deve essere presa in considerazione in regioni sismicamente attive. Una crescente attività, chiaramente documentata, di fenomeni di crollo è un forte indicatore di condizioni di instabilità, e tali fenomeni potrebbero intensificarsi fino all'innescarsi di un cedimento di versante di maggiori dimensioni.

2.2 VALANGHE DI GHIACCIO E ALTRE INSTABILITÀ GLACIALI

Le valanghe di ghiaccio rappresentano una sfida per la valutazione della pericolosità, in quanto i processi chiave che ne controllano lo sviluppo di solito evolvono rapidamente all'interno o alla base di un ghiacciaio, e sono dunque difficili da osservare e monitorare in modo diretto. Pertanto, la valutazione di suscettibilità si basa in gran parte su indicatori indiretti d'instabilità che possono essere osservati o desunti dalla superficie del ghiacciaio, spesso utilizzando tecniche di telerilevamento. Poiché alcuni processi d'instabilità coinvolgono ripetutamente uno stesso ghiacciaio, un catasto degli eventi passati può essere molto utile per la valutazione della suscettibilità all'instabilità. Alcuni elementi possono diventare evidenti solamente nelle settimane o nei giorni precedenti il verificarsi di una valanga di ghiaccio e per questo sono meno rilevanti per la valutazione e la mappatura della pericolosità, mentre sono utili per l'allertamento.

2.2.1 Fattori legati alla criosfera

Tipo di ghiacciaio, caratteristiche termiche e pendenza del substrato roccioso sono fra i fattori più importanti da considerare nella valutazione della suscettibilità relativa alle valanghe di ghiaccio. Per quanto riguarda i ghiacciai freddi, sono generalmente coinvolti meccanismi di rottura interna, mentre nel caso di ghiacciai temperati o politermici intervengono anche processi di scivolamento basale (Faillettaz et al., 2015). Dati i meccanismi di instabilità coinvolti, le valanghe di ghiaccio provenienti da ghiacciai freddi si verificano su versanti più ripidi rispetto ai ghiacciai temperati. Come prima approssimazione su base empirica, i ghiacciai freddi richiedono una pendenza minima del substrato superiore a 45°, rispetto ad un angolo critico di 20-25° per i ghiacciai temperati (Alean, 1985). In assenza di misurazioni dirette della temperatura del ghiaccio, lo stato termico di un ghiacciaio può essere stimato sulla base di una relazione esponenziale con la temperatura media annua dell'aria (MAAT, Huggel et al., 2004a). Nel caso di ghiacciai piccoli e relativamente poco potenti, la superficie del ghiacciaio fornisce una ragionevole approssimazione della topografia del letto roccioso, e può

essere quindi utilizzata per identificare pendenze critiche o le caratteristiche del letto (ad esempio, brusche variazioni della topografia o assenza di irregolarità). Le indagini geofisiche (ad esempio georadar) forniscono misure dirette della pendenza del substrato per singoli ghiacciai, mentre per i ghiacciai più grandi esistono tecniche di modellazione in grado di stimare la topografia del letto (ad es. Linsbauer et al., 2012).

L'identificazione di potenziali zone di distacco di valanghe di ghiaccio può essere facilitata differenziando tra situazioni a "falesia" (*cliff-type*) e a "scivolo" (*ramp-type*) (Alean, 1985; Pralong & Funk, 2006), poiché questo determina quali altri fattori debbano essere presi in considerazione nell'analisi di suscettibilità e fornisce indicazioni sulla probabile frequenza e magnitudo degli eventi. Mentre le situazioni a falesia possono essere altamente suscettibili a valanghe di ghiaccio piccole e frequenti, le valanghe provenienti da situazioni a "scivolo" sono meno probabili ma di maggiori dimensioni. Laddove i ghiacciai si stanno ritirando verso posizioni meno favorevoli da un punto di vista topografico (ad esempio su un pendio più ripido, privo di elementi di sostegno), è possibile ipotizzare l'insorgere di nuove situazioni di pericolo.

Le tecniche fotogrammetriche (che utilizzano ad esempio immagini ottiche, SAR e LiDAR), compresi i confronti tra DEM e il tracciamento di elementi geomorfologici, possono essere impiegate per quantificare le modificazioni della geometria e della dinamica dei ghiacciai. I cambiamenti a più ampia scala possono essere osservati a livello di bacino, mentre i singoli ghiacciai possono essere analizzati anche usando immagini terrestri o aeree. Un ispessimento della massa glaciale verso la fronte di un ghiacciaio sospeso può essere indicativo di una geometria che ha raggiunto una condizione critica di instabilità, mentre nelle settimane precedenti il collasso potrebbe anche manifestarsi un aumento della velocità superficiale (Failletaz et al., 2015). In generale, la comparsa di grandi crepacci che coinvolgono l'intera larghezza di un ghiacciaio fornisce in anticipo un'indicazione della possibile estensione della porzione di ghiaccio instabile che potrebbe crollare. I ghiacciai in rapida avanzata (*surging glacier*) sono caratterizzati dal repentino aumento della velocità di scorrimento di un ordine di grandezza o più, da una marcata crepacciatura e dall'ispessimento della lingua glaciale. In alcuni casi molto rari, ghiacciai in rapida avanzata hanno dato luogo a collassi in massa. La modellazione termo-meccanica e il telerilevamento satellitare ottico e basato su SAR possono supportare la valutazione della stabilità glaciale, ma la loro capacità di riconoscere tempestivamente l'imminenza di crolli di ghiaccio è limitata.

Oltre alle stime basate sulla MAAT (temperatura media annua dell'aria), la modellizzazione della distribuzione del permafrost può aiutare a determinare dove è più probabile che i ghiacciai siano freddi, temperati o politermici. Laddove il permafrost è temperato o assente, è probabile che sia presente acqua all'interfaccia ghiaccio-roccia e potrebbero generarsi situazioni di instabilità su pendii meno acclivi. È noto tuttavia che i ghiacciai sospesi presentano una distribuzione complessa delle temperature endoglaciali. In corrispondenza delle fronti, verticali e impermeabili, il ghiaccio può essere freddo quanto il substrato roccioso circostante; invece, nelle zone superiori di accumulo, meno ripide, gli strati permeabili di firn vengono notevolmente riscaldati dal calore latente derivante dalla percolazione e dal ricongelamento dell'acqua di fusione (Haeberli et al., 1997). Nelle zone con MAAT superiore a -10 °C / -12 °C , il firn è generalmente temperato (Hooke et al., 1983) e, a monte della fronte fredda, l'interfaccia ghiaccio-roccia rimane alla temperatura di equilibrio di fase: questo può indurre anomalie termiche profonde nel substrato roccioso sottostante, e quindi contribuire a condizionare lo sviluppo di valanghe di ghiaccio/roccia (Haeberli et al., 1997, 2004). I cambiamenti nelle proprietà termiche di un ghiacciaio, come quelli indotti dalla variabilità climatica e dal riscaldamento globale,

possono avere effetti importanti sulla stabilità.

2.2.2 Fattori geotecnici e geomorfologici

Dato che, a seguito del collasso del substrato roccioso, possono generarsi grandi valanghe di ghiaccio e roccia, la pericolosità legata a valanghe di ghiaccio e valanghe di roccia andrebbe sempre valutata in modo integrato. In aggiunta a tutti i fattori che influenzano la stabilità del substrato roccioso sottostante i ghiacciai, occorre valutare la potenziale frequenza e magnitudo dell'attività sismica nella regione, quale possibile fattore d'innesco diretto di valanghe di ghiaccio. La stabilità dei ghiacciai durante grandi eventi sismici non è stata ancora ben compresa, tuttavia le osservazioni esistenti suggeriscono un'elevata resistenza dei ghiacciai all'energia sismica, generalmente superiore a quella del substrato roccioso, della neve o del suolo, probabilmente dovuta alla plasticità del ghiaccio di ghiacciaio.

2.3 ROTTE GLACIALI

Diversi sono gli schemi che sono stati proposti per la valutazione della suscettibilità dei laghi glaciali a svuotamenti improvvisi, schemi basati principalmente su informazioni ottenute mediante telerilevamento e volte alla caratterizzazione semi-quantitativa della criosfera, dell'area occupata dal lago e dallo sbarramento, più altre caratteristiche geotecniche e geomorfologiche del bacino idrografico sotteso dal lago (ad es., Huggel et al., 2002; McKillop & Clague, 2007; Worni et al., 2013). La possibilità che masse di ghiaccio o rocce instabili crollando possano colpire un lago può essere determinata in base allo scenario peggiore della distanza che esse possono percorrere (vedere sezione 3.1 per maggiori dettagli). Gli approcci di valutazione di suscettibilità sono stati per lo più sviluppati e adattati per un'implementazione a scala regionale, in particolare per i laghi a sbarramento morenico, per i quali McKillop e Clague (2007) forniscono una panoramica dei principali fattori che possono condizionare o innescare svuotamenti improvvisi (Figura 13). Le indicazioni riportate di seguito sono basate in gran parte su questo lavoro, ma contengono elementi aggiuntivi, al fine di considerare una gamma più completa di fattori rilevanti per laghi sbarrati, oltre che da morene, da ghiaccio o roccia. Il punteggio finale che definisce la suscettibilità di un dato lago a svuotamenti improvvisi è solitamente basato su uno schema semplificato di classificazione a base empirica, o su un approccio statistico laddove sia disponibile un catasto storico sufficientemente ampio di eventi pregressi. La comprensione dei processi che determinano il drenaggio sub- o endoglaciale di laghi a sbarramento glaciale rimane piuttosto limitata e mancano criteri di valutazione robusti.

2.3.1 Fattori legati alla criosfera

I principali fattori che determinano la suscettibilità e la magnitudo di una rotta glaciale sono la dimensione del lago glaciale, il meccanismo di svuotamento (e il relativo idrogramma) e le caratteristiche del corso d'acqua a valle (determinate a loro volta dalla pendenza del canale e dalla disponibilità di detrito). Ovviamente i laghi di grandi dimensioni possono produrre rotte di maggiore magnitudo, ma allo stesso tempo sono più suscettibili ad essere colpiti da crolli di roccia e ghiaccio. L'area di un lago è facilmente quantificabile da immagini telerilevate; le misure volumetriche dirette, invece, sono rare, a causa delle difficoltà e dei pericoli connessi all'esecuzione di misure batimetriche in aree remote. Sistemi di misura che utilizzano piccole imbarcazioni senza equipaggio dotate di strumentazione sonar offrono un'opzione sicura ed economica per lo studio di laghi ritenuti in condizioni critiche, in quanto sono in grado di fornire batimetrie di dettaglio. Per gli studi a scala regionale e di bacino, una stima preliminare del volume di un lago può essere ottenuta da equazioni

empiriche che collegano le profondità medie dei laghi con la loro area (Fujita et al., 2013; Huggel et al. 2002; O'Connor et al., 2001). È stato dimostrato che considerare il contesto geomorfologico (ad es. se il lago è sopragliaciale, o sbarrato da morena o ghiaccio) migliora sensibilmente tale stima iniziale del volume del lago (Cook & Quincey, 2015). È possibile anticipare l'insorgere di futuri pericoli quando si osserva un'espansione dei laghi o quando se ne sviluppano di nuovi all'interno delle depressioni presenti nel letto di un ghiacciaio. La possibile ubicazione di grandi contropendenze nel letto dei ghiacciai può essere stabilita in base a criteri morfologici (Frey et al., 2010) o derivata dalla modellazione della topografia del letto glaciale (per es. Linsbauer et al., 2016), anche se del volume dei laghi che potrebbero formarsi in tali contropendenze si può stimare solamente l'ordine di grandezza.

La dinamica glaciale (avanzata, ritiro, calving, contrazione e rapida avanzata) può essere monitorata su vaste aree mediante telerilevamento e fotogrammetria, e dovrebbe essere abbinata ad un regolare monitoraggio dell'evoluzione dei laghi e ad un aggiornamento del relativo catasto. E' necessario caratterizzare le condizioni del permafrost sia per i ripidi versanti rocciosi intorno ai laghi (vedi la valutazione della suscettibilità alle valanghe di roccia) che per l'area dello sbarramento, al fine di ipotizzare la presenza e le eventuali condizioni del ghiaccio all'interno dello sbarramento (ad es. morena a nucleo in ghiaccio o rock glacier), che potrebbe essere fortemente suscettibile a ulteriore riscaldamento e fusione. Nel caso di sbarramenti particolarmente critici, possono poi essere realizzate indagini geofisiche che consentano di determinare con maggior precisione le condizioni termiche del sottosuolo.

Mentre le reti di drenaggio sopragliaciali possono essere osservate direttamente, la connettività dei laghi ad un sistema di deflusso sub- o endoglaciale può essere stabilita solo attraverso l'analisi di eventi di drenaggio progressivi, prove di campo (per es. traccianti colorati) o tramite modellazione.

2.3.2 Fattori geotecnici e geomorfologici

Vengono distinti i fattori cruciali per la stabilità dello sbarramento e quelli che determinano la risposta idrologica dell'area sottesa dal lago, e che pertanto influiscono sulla suscettibilità dell'invaso ad eventi di rotta glaciale innescati da precipitazioni o da fusione. Grazie alle immagini ottiche ad alta risoluzione (come quelle disponibili su Google Earth) ed ai corrispondenti modelli digitali del terreno di alta qualità, è diventato possibile quantificare da remoto, per vaste aree, varie caratteristiche fisiche degli sbarramenti lacustri e delle aree drenate dai laghi. Tuttavia, misure geometriche di precisione (per es. il franco idraulico o l'altezza dello sbarramento) e le caratteristiche sito-specifiche (per es. nucleo in ghiaccio, litologia) possono essere ottenute solo tramite indagini sul terreno.

Le aree drenate da ciascun lago glaciale e le loro principali caratteristiche idrogeologiche possono essere determinate mediante strumenti GIS (Allen et al., 2015). Anche se è ancora limitata l'evidenza empirica che lega le caratteristiche dei bacini idrografici sottesi dai laghi alla loro suscettibilità a rotte glaciali, si può presumere che i laghi alimentati da bacini idrografici ripidi e con coefficienti di deflusso elevati siano più suscettibili ad un rapido afflusso di acqua a seguito di precipitazioni o fusione nivale. Gli stessi strumenti possono essere usati per valutare le caratteristiche topografiche e geomorfologiche del percorso della rotta glaciale a valle del lago.

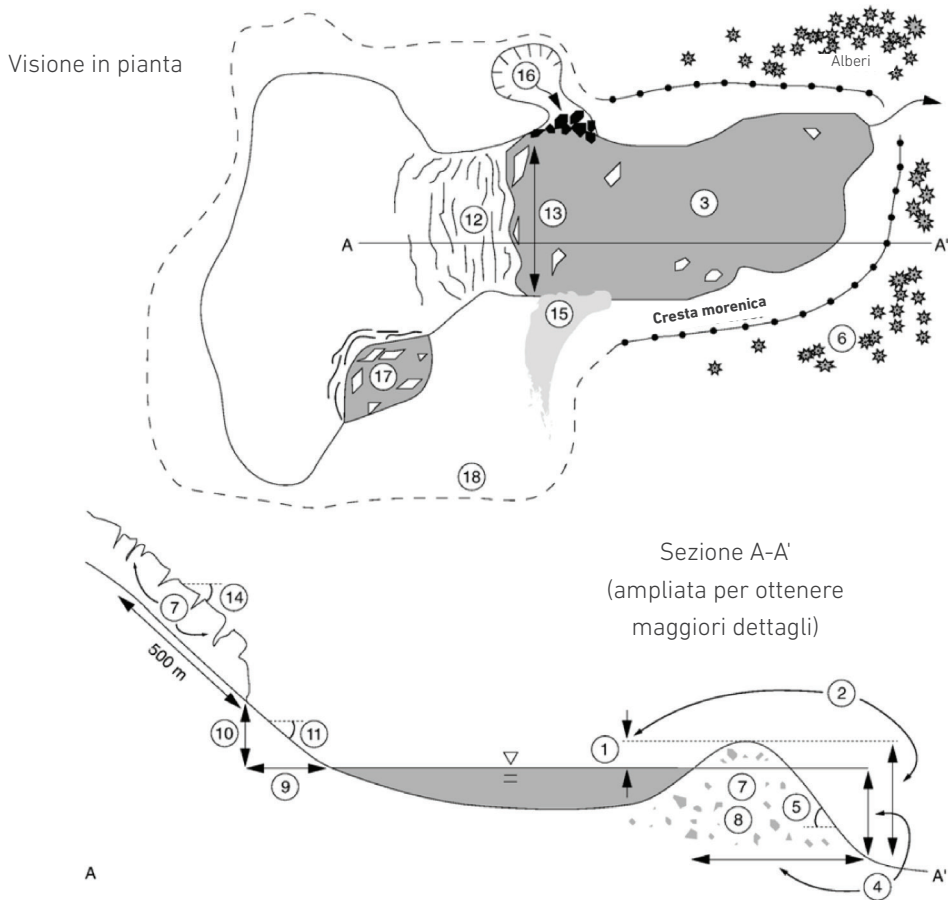


Figura 13: Riepilogo dei fattori rilevanti per la stabilità dei laghi glaciali a sbarramento morenico, come presentato da McKillop & Clague (2007). Questi includono: 1) franco idraulico; 2) rapporto fra franco idraulico e altezza dello sbarramento morenico; 3) area del lago; 4) rapporto fra altezza e larghezza della morena, 5) pendenza del fianco della morena verso valle, 6) copertura vegetale della morena, 7) morena con nucleo in ghiaccio, 8) litologia della morena, 9) vicinanza del lago al ghiacciaio (distanza orizzontale), 10) differenza altimetrica tra lago e piede della fronte glaciale (distanza verticale), 11) pendenza del versante nel tratto compreso fra il lago ed il ghiacciaio, 12) fronte del ghiacciaio crepacciata, 13) larghezza della fronte glaciale immersa nel lago, 14) inclinazione della fronte glaciale, 15) valanghe di neve, 16) frane, 17) lago instabile a monte della fronte del ghiacciaio e 18) area del bacino idrografico.

2.4 COLATE DETRITICHE

Lo sviluppo di colate detritiche è fortemente controllato dalla topografia, dal tipo di serbatoio detritico e dalle caratteristiche fisiche e geomorfologiche di questo serbatoio. In questo documento si focalizza l'attenzione sulla valutazione della suscettibilità all'instabilità per le potenziali aree sorgente di colate detritiche formatesi per effetto di processi legati a ghiacciai e permafrost, e/o dove i processi criosferici (fusione di ghiacciai, neve, o permafrost) potrebbero innescare una colata detritica. Per le colate detritiche causate da rotte glaciali fare riferimento alla Sezione 2.3. In generale, gli ambienti para- e periglaciali sono caratterizzati dalla presenza di abbondanti sedimenti non consolidati e molto inclinati e sono pertanto ambienti altamente suscettibili allo sviluppo di colate detritiche, che possono essere innescate da un'eccessiva quantità di acque di fusione o da forti precipitazioni.

2.4.1 Fattori legati alla criosfera

Le trasformazioni dei ghiacciai possono essere valutate, così come descritto nel Paragrafo 2.2.1, con analisi basate su telerilevamento a scala regionale o di bacino, che possono aiutare ad identificare dove il ritiro dei ghiacciai sta portando alla luce nuove aree di sedimenti sciolti e non consolidati, o dove la perdita di spessore dei ghiacciai sta destabilizzando le morene adiacenti. Allo stesso modo, per quanto riguarda il permafrost, la modellazione e le indagini sul campo già descritti nel Paragrafo 2.1.1 possono essere utilizzati per caratterizzare le condizioni del permafrost non solo per le aree che fungono da serbatoi di detrito, ma anche delle pareti rocciose circostanti da cui il detrito può provenire. Anche la deformazione dei versanti, misurata con rilievi di terreno o mediante telerilevamento, fornisce un'indicazione in merito alle condizioni del permafrost. Per quanto riguarda le aree sorgente di detrito, i parametri chiave da considerare includono la profondità e la fusione stagionale dello strato attivo (che influenzano la profondità di erosione), fattori determinanti per quanto riguarda le tempistiche d'innescò ed anche la possibile magnitudo di un'eventuale colata detritica. Le masse di permafrost freddo, che agiscono in profondità come barriere idrauliche all'interno dei serbatoi di detrito, possono essere identificate con tecniche geofisiche e durante periodi con un eccessivo apporto di acqua possono delimitare una soprastante zona di possibile sovrassaturazione dei sedimenti. Le placche di neve, come fonte di acqua di fusione, possono essere cartografate mediante telerilevamento o durante sopralluoghi sul terreno e svolgono un ruolo più critico se localizzate al contatto fra una parete rocciosa e un detrito di falda (Huggel et al., 2004a). I processi crioclastici dipendono fortemente dalla quota e dall'esposizione, con tassi più elevati di crolli di roccia e produzione di detrito osservati in versanti all'ombra e in aree a permafrost (Sass, 2005). La potenziale attività crioclastica per un dato sito può essere derivata da vari indici basati sulla temperatura, che consentono altresì di valutare l'influenza del cambiamento climatico in atto sul crioclastismo (per es., Jomelli et al., 2004, 2007).

2.4.2 Fattori geotecnici e geomorfologici

Solitamente si distinguono i serbatoi di sedimenti "attivi" e quelli considerati "relitti" (Sattler, 2014). I serbatoi di sedimenti "attivi" sono continuamente alimentati dalla degradazione, da movimenti di massa o da processi fluviali. Da questi serbatoi (ad es. falde di detrito, canali/incisioni pieni di sedimenti, accumuli di frana in incisioni del versante) generalmente si originano eventi di magnitudo relativamente bassa, poiché il volume di materiale mobilizzabile è spesso limitato ("supply-limited" ovvero ad alimentazione solida limitata); inoltre, poiché l'accumulo di sedimenti si deve rigenerare prima che possa svilupparsi una nuova colata detritica,

anche la frequenza degli eventi può essere bassa. Al contrario, i serbatoi di sedimenti "relitti" non vengono più alimentati da processi attivi, e potrebbero essersi formati su periodi di tempo lunghi. Le colate detritiche che si sviluppano a spese di questi serbatoi (ad es. morene, terrazzi fluviali, o accumuli di frana), possono raggiungere magnitudo molto elevate, poiché dispongono di un'abbondante quantità di detriti prontamente mobilizzabili (*supply-unlimited*, ovvero ad alimentazione solida illimitata), e gli eventi possono verificarsi con elevata frequenza finché la disponibilità dei sedimenti non si esaurisce. I rock glacier, a seconda del loro grado di attività, possono rappresentare un serbatoio detritico di entrambi i tipi.

Per quanto riguarda i serbatoi di sedimenti alimentati dall'erosione meccanica e termica delle pareti rocciose adiacenti, la valutazione deve considerare i già menzionati fattori rilevanti per la suscettibilità a valanghe di roccia, quali la spaziatura delle fratture, la deformazione tettonica e la giacitura degli strati rocciosi, tutti fattori che influenzano i tassi di produzione del detrito. Allo stesso modo, alcuni studi hanno dimostrato che certe litologie (ad es. le rocce sedimentarie) sono più suscettibili alla degradazione per crioclastismo rispetto alle rocce cristalline (André, 2003). Le proprietà fisiche dei serbatoi di sedimenti stessi (ad es. composizione granulometrica, permeabilità e resistenza al taglio) possono essere valutate solo direttamente tramite studi di terreno, anche se alcune caratteristiche possono essere desunte dalla litologia del materiale di origine. Le relazioni empiriche, tuttavia, non sono ben definite, talora sono contraddittorie e dipendono in parte dai meccanismi d'innescamento. La natura dei depositi glaciali, non consolidati, poco classati, sciolti, porosi, ed abbastanza permeabili, è stata costantemente collegata ad elevati livelli di instabilità.

Alcuni studi hanno dimostrato che la percentuale di copertura vegetale di un bacino idrografico è un fattore chiave che controlla sia la frequenza che la magnitudo delle colate detritiche, poiché aumenta la stabilità dei depositi, stabilisce canali di deflusso, e riduce il ruscellamento superficiale (ad es. Greenwood et al., 2004). La vegetazione scarseggia negli ambienti para- e periglaciali di nuova formazione, e questo aumenta la predisposizione di tali ambienti allo sviluppo di colate detritiche.

La pendenza dei versanti nelle aree sorgente è fondamentale per l'accumulo di sedimenti e lo sviluppo di colate detritiche. Costa (1984) ha definito una soglia minima di pendenza per l'innescamento di colate detritiche compresa tra 15° e 20°, mentre le pendenze osservate variano generalmente fra 20° e 45° (Corominas et al., 1996). Il limite superiore di pendenza corrisponde all'angolo di riposo delle falde detritiche e di altri accumuli detritici: i versanti con pendenze più marcate sono generalmente ricoperti da sedimenti poco potenti o troppo localizzati per destare preoccupazione. Inoltre, le rotture di pendenza (ad es. un versante ripido e convesso, con un settore inferiore concavo e a minor pendenza) possono rappresentare zone più suscettibili allo sviluppo di colate detritiche, a causa della concentrazione dei deflussi nei settori a minor pendenza (Larsson, 1982). Queste zone si trovano spesso al contatto fra una parete rocciosa e una falda detritica, dove nei settori in ombra si possono anche conservare accumuli di neve persistenti (Huggel et al., 2004b).

La sismicità locale dovrebbe essere valutata sia come fattore di innescamento diretto delle colate detritiche (liquefazione) sia come fattore condizionante, poiché determina una maggiore attività di crolli di roccia e una maggiore produzione di detrito da versanti indeboliti dall'attività sismica.

2.5 PERICOLI LEGATI AL PERMAFROST IN LOCO

I pericoli connessi al permafrost in loco riguardano infrastrutture parzialmente o interamente posizionate in prossimità o sopra ammassi rocciosi o depositi congelati per la presenza di permafrost o ghiacciai. Modificazioni della dinamica di permafrost e ghiacciai possono derivare dal riscaldamento atmosferico, ma anche dall'interazione uomo-ambiente. Entrambi i fattori possono infatti agire in modo tale da alterare il regime termico, meccanico ed idraulico degli ammassi rocciosi e dei depositi nelle aree con ghiacciai e permafrost (Gruber & Haeberli, 2007; Haeberli, 2005; Krautblatter et al., 2013).

Le conseguenti modificazioni della stabilità e della dinamica idrogeologica in alta montagna coinvolgono: 1) le infrastrutture di trasporto (funivie, ferrovie, treni a cremagliera, tunnel), 2) infrastrutture per l'ospitalità e la ristorazione (alberghi e rifugi alpini) e 3) infrastrutture ricreative e sportive (impianti sciistici e infrastrutture per l'arrampicata). I pericoli più comuni sono rappresentati da fenomeni di subsidenza lenti e rapidi, inondazioni, crolli di roccia e cedimento di versanti rocciosi, movimento differenziale dell'infrastruttura e del terreno circostante (Fischer et al, 2010, 2013; Phillips et al., 2016, Pogrebiskiy & Chernyshev, 1977). A causa della sensibilità degli ammassi rocciosi e dei pendii detritici congelati, modificazioni anche piccole del sistema, ambientali o indotte dall'uomo, possono determinare pericoli diffusi e portare a contromisure costose, alla ristrutturazione o all'abbandono delle infrastrutture.

A questo riguardo, sono stati fatti alcuni tentativi per sviluppare raccomandazioni o linee guida per le costruzioni, in modo da evitare pericoli legati al permafrost in loco (Bommer et al., 2010). Alcuni paesi hanno anche iniziato a realizzare catasti sistematici delle infrastrutture potenzialmente a rischio a causa della degradazione del permafrost e del ritiro dei ghiacciai; ad esempio in Francia sono stati identificati più di 1700 infrastrutture, di cui il 10% classificato a rischio elevato (Duvillard et al., 2015). Al momento, sono state sviluppate contromisure strutturali che includono sistemi avanzati di ancoraggio e iniezioni di cemento per evitare la trasmissione del calore e il carico eccessivo che causa l'espulsione di ghiaccio dagli ammassi rocciosi congelati (Lin et al., 2015; Phillips, 2000; Pläsken et al., 2017).

2.5.1 Fattori legati alla criosfera

La stabilità meccanica di versanti rocciosi perennemente ghiacciati dipende dalla resistenza della roccia intatta con pori riempiti dal ghiaccio, dalla resistenza all'interfaccia roccia-ghiaccio nelle fratture e dalla resistenza del ghiaccio nelle fratture stesse. Tutti e tre questi fattori diminuiscono fortemente tra -5 °C e 0 °C (Arenson et al., 2007; Davies et al., 2001; Krautblatter et al., 2013). Il ripetuto congelamento e la continua segregazione di ghiaccio a temperature inferiori allo zero portano al deterioramento dei materiali e possono fortemente degradare la resistenza meccanica del substrato roccioso intatto (Jia et al., 2015; Murton et al., 2016). Gli ammassi rocciosi sono esposti a elevati livelli di stress, che variano rapidamente. Questi stress si modificano a causa delle elevate pressioni idrostatiche generate dalla falda sospesa che si forma sopra la tavola del permafrost e delle elevate pressioni criostatiche derivanti dalla segregazione di ghiaccio (Fischer et al., 2010; Jia et al., 2017).

Il comportamento meccanico, la subsidenza e il lento scivolamento ("reptazione", *creep*) di zone detritiche ricche in ghiaccio sono controllati dalle condizioni di stress (forza di gravità e carico), dal contenuto proporzionale di ghiaccio e detrito (impurità), dalla temperatura del ghiaccio, dal contenuto in acqua del

ghiaccio, nonché dall'apporto di acqua e calore al corpo ghiacciato (Arenson et al., 2016; Arenson & Springman, 2005b, Budd & Jacka, 1989). Catasti recenti mostrano la possibilità di rapide e pericolose accelerazioni di rock glaciers fino a metri e decametri all'anno (Kääb et al., 2007; Kenner et al., 2014).

2.5.2 Fattori geotecnici e geomorfologici

Oltre alle proprietà geomorfologiche, geologiche e geotecniche che influenzano la stabilità di qualunque versante roccioso, la distribuzione del permafrost e la dinamica di neve e ghiacciai possono influenzare in modo significativo la stabilità dei versanti rocciosi in condizioni di permafrost e rispondere rapidamente alle fluttuazioni climatiche (Fischer et al., 2010; Fischer & Huggel, 2008). Sono pochi gli studi che analizzano nel dettaglio l'influenza della dinamica del permafrost sulla stabilità dei pendii rocciosi. Spesso è stata segnalata la presenza di ghiaccio nelle nicchie di distacco di frane (Dramis et al., 1995; Gruber ed Haeberli, 2007). Le relazioni fra dinamica del permafrost ed eventi di frana sono state in alcuni casi dedotte a partire dalla ricostruzione del campo termico. Secondo Huggel (2009) le zone di distacco di valanghe di roccia e ghiaccio possono essere correlate a perturbazioni del campo termico causate dall'interazione termica del ghiaccio di permafrost e ghiacciai con attività vulcanica/geotermica e con i cambiamenti climatici. Queste relazioni sono state suggerite, ad esempio, nel caso dello scivolamento di Kolka-Karmadon, in Caucaso (Haeberli et al., 2003), delle valanghe di Iliamna, Alaska (Huggel et al., 2007a), della valanga del Monte Steller, Alaska (Huggel et al., 2008) e della valanga di ghiaccio sul Monte Rosa, Italia (Fischer et al., 2006). La sensibilità del permafrost al riscaldamento atmosferico e il conseguente incremento di eventi di crollo sono stati dimostrati nelle Alpi Europee durante la torrida estate del 2003 (Gruber et al., 2004). Inoltre, una relazione spaziale fra degradazione del permafrost e crolli di roccia è stata individuata per le Alpi Europee da Noetzli et al. (2003) e da Allen et al. (2009) per le Alpi Meridionali in Nuova Zelanda. Nel sud-est dell'Alaska, Coe et al. (2017) hanno messo in relazione un incremento della frequenza di grandi valanghe di roccia ad elevata mobilità con la degradazione del permafrost montano.

Da un punto di vista meccanico, la presenza del permafrost può aumentare lo sforzo di taglio a causa del cambiamento della pressione idrostatica e della pressione criostatica per segregazione di ghiaccio. La fusione del permafrost può anche determinare una diminuzione della resistenza al taglio degli ammassi rocciosi, in quanto essa altera il comportamento meccanico della roccia intatta, la propagazione delle fratture e l'attrito al contatto roccia-roccia, roccia-ghiaccio e ghiaccio/materiale di riempimento congelato (Krautblatter et al., 2013).

In termini di sforzo di taglio, la permeabilità di una roccia fratturata e congelata è da uno a tre ordini di grandezza inferiore a quella della stessa roccia non congelata (Pogrebiskiy & Chernyshev, 1977). La combinazione di falde sotterranee sospese e di sistemi di fratture non congelate e profonde causa notevoli problemi alle strutture dei tunnel, facendo affluire acqua in rocce a permafrost, come successo all'Aiguille du Midi (Francia) e alla Jungfrau (Svizzera) nel 2003, nonché al tunnel del Monte Kunlun della linea ferroviaria QingHai-Tibet (Hasler et al., 2008; Tang & Wang, 2006; Wegmann, 1998). Le pressioni idrostatiche dovute alla sigillatura delle superfici rocciose da parte del ghiaccio possono giocare un ruolo di vitale importanza nella destabilizzazione dei versanti rocciosi, come dimostrato dalla modellazione combinata idro-meccanica della valanga di roccia di Tschierva di $3 \times 10^5 \text{ m}^3$ nel 1988 (Fischer et al., 2010), e dalla fuoriuscita di acqua in pressione dal versante dopo il collasso, come osservato ad esempio nelle nicchie di distacco di Kolka-Karmadon e del Mt. Steller (Haeberli, 2005; Huggel et al., 2008). La segregazione di ghiaccio nelle fratture (*ice segregation*) richiede un

gradiente di temperatura inferiore allo zero (da $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$), apporto di acqua ed una pressione fra le fratture leggermente superiore al limite di tensocorrosione. Queste condizioni coincidono frequentemente con la base dello strato attivo sopra la tavola del permafrost (Hallet et al., 1991; Murton et al., 2006). Incrementi di pressione da 20 a 30 MPa superano la resistenza alla trazione anche di rocce resistenti e possono causare la propagazione delle fratture (Hallet et al., 1991; Jia et al., 2017).

In termini di resistenza al taglio, le fratture con riempimento in ghiaccio rispondono a diversi processi meccanici che agiscono individualmente, in successione o in combinazione: 1) attrito/frattura lungo i contatti roccia-roccia, 2) attrito/frattura lungo i contatti roccia-ghiaccio, 3) frattura/deformazione del ghiaccio nelle fratture e, se presente, 4) deformazione del materiale di riempimento congelato. Per una roccia intatta e satura, Mellor (1973) riuscì a dimostrare un calo variabile dal 20% al 50% della resistenza a compressione uniassiale, e un calo della resistenza a trazione variabile fra il 15% ed il 70%. Questo calo è correlato alla porosità della roccia e al contenuto in acqua, e corrisponde a cambiamenti del coefficiente di Poisson, del modulo di Young, e della rigidità dei giunti; è più pronunciato per la resistenza alla trazione che non per la resistenza alla compressione (Glamheden, 2001; Inada & Yokota, 1984). Allo stesso tempo, anche la resistenza alla frattura, la propagazione delle fratture subcritiche e l'attrito cambiano significativamente lungo le fratture presenti in un substrato roccioso congelato (Dwivedi et al., 2000; Krautblatter et al., 2013; Li et al., 2003). Il comportamento del ghiaccio policristallino in frattura sottoposto ad un carico costante dipende dalle condizioni di sforzo-deformazione e dalla velocità dell'applicazione del carico. Il ghiaccio mostra un comportamento elastico e duttile (deformazione primaria, secondaria e terziaria) rispetto alla deformazione per scorrimento sotto l'effetto della gravità e non presenta rottura se compresso lateralmente. Il tasso di deformazione per taglio è controllato dallo sforzo di taglio e dipende dalla temperatura, dall'orientazione dei cristalli, dalle impurità, dal contenuto d'acqua, ecc. Al superamento di determinate soglie di sforzo, di velocità di deformazione o di livello di deformazione, il ghiaccio si deforma in modo fragile o duttile-fragile, fino a quando non avviene la rottura completa (Sanderson, 1988). In esperimenti di deformazione costante per taglio di campioni di ghiaccio-cemento, si è dimostrato che lo sforzo di taglio che causa il cedimento di fratture riempite di ghiaccio dipende dalla temperatura e dallo sforzo normale applicato: in altre parole, la resistenza al taglio delle fratture diminuisce con l'aumentare della temperatura del ghiaccio fra $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Davies et al., 2000). In esperimenti più realistici in cui viene applicato uno sforzo di taglio costante, la rottura del campione avviene al contatto tra ghiaccio e cemento e il limite di resistenza allo sforzo di taglio è controllato dallo sforzo normale e dalla temperatura (Guenzel, 2008; Krautblatter et al., 2013). Le fratture in un substrato roccioso in condizioni di permafrost con materiale di riempimento congelato possono presumibilmente essere ricondotte a studi sui suoli in condizioni di permafrost. Arenson et al. (2007) hanno concluso che il contenuto volumetrico di ghiaccio e il tasso di deformazione sono fattori chiave per la definizione delle caratteristiche di resistenza dei suoli congelati. La resistenza aumenta al diminuire del contenuto di ghiaccio a causa dell'aumento dell'attrito tra le particelle solide. Il ghiaccio costituisce il legante fra le particelle e fornisce coesione, determinando, per basse pressioni di confinamento, un comportamento più rigido all'inizio della deformazione per taglio rispetto a campioni non congelati. Per tassi di deformazione elevati, la resistenza di un suolo congelato è simile a quella di un suolo non congelato. Con l'allentamento della deformazione, il legame operato dal ghiaccio si ricompone a causa del ricongelamento e provoca il rafforzamento del campione (Arenson & Springman, 2005a).

Per vincolare i modelli meccanici relativi ai pericoli legati al permafrost in loco, possono essere essenziali

test di laboratorio sulla stabilità meccanica di materiali congelati (Arenson et al., 2007, Jia et al., 2015, Krautblatter et al., 2013). I metodi geofisici possono fornire informazioni rapide e aiutare a monitorare le condizioni geotecniche e del permafrost più rilevanti (Hauck et al., 2011; Heinke et al., 2006; Hilbich et al., 2008; Keusching et al., 2016; Krautblatter & Draebing, 2014; Magnin et al., 2015). Le tecniche LiDAR, SAR e di telerilevamento sono in grado di rilevare rapidamente la dimensione spaziale dei fenomeni di subsidenza e dei movimenti in massa, così come la loro evoluzione temporale, se applicate in modo ripetuto nel tempo (Kenner et al., 2014).

Per i pericoli legati al permafrost in loco, l'impatto si verifica nel sito in cui si sviluppa l'instabilità e non a valle della stessa come avviene nel caso, ad esempio, di una rotta glaciale o di una valanga. Pertanto, da un punto di vista pratico, la distinzione fra la valutazione della suscettibilità o stabilità e la valutazione dell'impatto è meno netta. Si raccomandano pertanto i seguenti passaggi chiave di valutazione (vedere anche la Tabella 5):

- Ricognizione geologica, geotecnica e idrogeologica per l'individuazione di potenziali strutture di subsidenza o movimenti in massa, nonché potenziali problemi di natura idrogeologica;
- Ricognizione delle condizioni e delle modificazioni del permafrost: a questo riguardo, i metodi geofisici possono offrire una rapida valutazione iniziale e uno strumento di monitoraggio;
- Analisi geomeccanica o modellazione della stabilità meccanica combinata roccia-ghiaccio e valutazione idrogeologica di problemi futuri.

3. VALUTAZIONE D'IMPATTO

3.1 VALUTAZIONE PRELIMINARE DI PERICOLOSITÀ

Fanno parte della valutazione preliminare della pericolosità quegli approcci che forniscono una prima indicazione dell'entità e della minaccia posta dai fenomeni d'instabilità naturale, ma in cui le intensità dei fenomeni non sono modellate da un punto di vista fisico. Generalmente questi approcci combinano stime empiriche delle possibili intensità degli eventi (per es., volume delle valanghe o volume e portata di picco delle piene) e delle distanze di risentimento, con semplici modelli idrologici o algoritmi di canalizzazione del flusso che individuano il percorso principale verso valle del movimento in massa (Allen et al., 2016; Horton et al., 2013; Huggel et al., 2003; Rounce et al., 2016; Watson et al., 2015). Questi approcci sono stati ampiamente utilizzati negli ultimi dieci anni negli studi relativi ai pericoli legati a ghiacciai e permafrost e servono a molteplici scopi:

- Come step intermedio per identificare potenziali "hotspot" di pericolosità e rischio su cui concentrare ulteriori studi, indagini di campo, modellazione basata sui processi e mappatura della pericolosità;
- Come alternativa alla modellazione basata sui processi e alla mappatura della pericolosità, laddove la qualità e la risoluzione dei dati impediscono un approccio più sofisticato;
- Per l'identificazione di possibili processi a cascata e catene di eventi;
- Per una tempestiva anticipazione di minacce future.

I modelli di canalizzazione del flusso basati su GIS richiedono requisiti computazionali minimi anche per applicazioni su larga scala (ad esempio per un'intera catena montuosa), e sono generalmente implementati usando dati altimetrici digitali gratuiti con una risoluzione compresa fra 30 e 90 m (ad esempio ASTER GDEM o SRTM). Il principale limite di questi approcci è l'incapacità di rappresentare l'effettivo comportamento fisico dei movimenti in massa, come il superamento di barriere presenti lungo il percorso, o le trasformazioni del flusso; inoltre, non sono in grado di modellare parametri fisici come altezze del flusso, pressioni di impatto, velocità, ecc. Tali modelli forniscono, piuttosto, solo una stima approssimativa dell'area che potrebbe essere coinvolta da un dato evento. Laddove i percorsi individuati dalla modellazione intersecano altre potenziali fonti di pericolo (ad es., laghi o accumuli detritici ripidi e instabili), si può considerare la possibilità che si verifichino eventi secondari o trasformazioni del flusso.

Un concetto chiave per la valutazione preliminare della pericolosità è l'angolo di propagazione, o pendenza complessiva del percorso (misurata dal punto di inizio a quello finale), ottenuto per via empirica e frequentemente utilizzato per definire la distanza massima che un movimento in massa può raggiungere. Ove possibile, i professionisti dovrebbero definire le distanze di propagazione facendo riferimento ad eventi paragonabili per lo stesso ambiente di studio, o per ambienti simili. Per valutazioni di primo livello nelle Alpi Europee, sono stati definiti angoli di circa 17° per le valanghe di ghiaccio, di 11° per le colate detritiche, e di 2°-3° per le piene con trasposto detritico contenuto (Huggel et al., 2004a). La mobilità delle valanghe di roccia è fortemente influenzata dal volume, dall'acqua e dal contenuto in ghiaccio, con alcuni degli eventi più grandi registrati a livello globale che hanno raggiunto angoli fino a 6° (Schneider et al., 2011).

3.2 SVILUPPO DI SCENARI

Nel contesto della valutazione dei pericoli connessi a ghiacciai e permafrost, gli scenari si riferiscono alle frequenze e alle magnitudo di evento attese. Uno scenario è per sua natura proiettato verso il futuro, ma non necessariamente tiene conto di tutti i futuri fattori che possono influire sulla pericolosità, come ad esempio il cambiamento climatico e i relativi impatti sulla criosfera. Pertanto, occorre indicare in modo esplicito l'orizzonte temporale per il quale lo scenario definito è valido. Se si intende che lo scenario sia valido per periodi lunghi (diversi decenni) è necessario considerare adeguatamente i cambiamenti climatici futuri, che possono a loro volta basarsi su diversi scenari climatici (ad es. correlati a basse e alte emissioni di gas serra). Pertanto, gli scenari di pericolosità possono essere indipendenti o legati a scenari di cambiamento climatico, a seconda dell'orizzonte temporale per il quale la valutazione di pericolosità è da considerarsi valida.

Come delineato nell'introduzione al quadro di valutazione, l'obiettivo dello sviluppo di scenari è quello di stabilire tre possibili scenari per una modellazione dei pericoli basata sui processi, in cui viene stimata la possibile massa o volume iniziale di un evento di piccole, medie o grandi dimensioni e viene assegnata la corrispondente miglior stima della probabilità che tale evento avvenga. È importante sottolineare come questi scenari in genere considerino solo la massa o il volume dell'evento iniziale, mentre la successiva presa in carico di materiale lungo il percorso può essere valutata tramite la modellazione della propagazione del movimento verso valle.

L'esperto può stabilire possibili scenari di evento sulla base delle seguenti fonti primarie d'informazione:

- Informazioni raccolte nel corso della valutazione della suscettibilità/stabilità a scala di bacino o sito-specifica.
- Valutazioni basate su catasti storici locali ed evidenze di campo relative a eventi pregressi.
- Valutazioni basate sulle evidenze e sulla comprensione dei processi derivate dalla letteratura internazionale.

Per assegnare ai tre scenari i relativi livelli di probabilità, idealmente l'esperto si baserà principalmente sulle informazioni quantitative derivanti dalla valutazione della suscettibilità e della stabilità, supportate ove possibile e necessario da studi sul campo, dalle informazioni storiche disponibili, dalle evidenze e dalla comprensione dei processi sviluppate a livello internazionale. Per assegnare ai tre scenari i relativi livelli di probabilità, idealmente l'esperto si baserà principalmente sulle informazioni quantitative derivanti dalla valutazione della suscettibilità e della stabilità, supportate ove possibile e necessario da studi sul campo, dalle informazioni storiche disponibili, dalle evidenze e dalla comprensione dei processi sviluppate a livello internazionale. Dato che le condizioni ambientali sono in rapida trasformazione, lo sviluppo degli scenari dovrebbe includere le conoscenze più recenti sulle trasformazioni in atto negli ambienti glaciali e periglaciali e sulle conseguenti implicazioni per la frequenza e la magnitudo degli eventi (vedere anche la Parte I). Come già sottolineato, si deve definire chiaramente per quale periodo di tempo gli scenari sono considerati significativi (ad es., 5 o 10 anni), dopodiché gli scenari dovranno essere riconsiderati e la valutazione ripetuta.

I possibili approcci allo sviluppo degli scenari sono i seguenti:

- Le probabilità sono assegnate in modo specifico sulla base di un'attenta considerazione della valutazione di suscettibilità e stabilità realizzata. Sono possibili tutte le combinazioni di probabilità-magnitudo.

- Si applica una semplice relazione inversa frequenza-magnitudo, assegnando allo scenario più grave la probabilità più bassa ed allo scenario di minore gravità la probabilità più alta.
- Quando non ci sono elementi sufficienti per differenziare le probabilità, si può mantenere lo stesso livello di probabilità per tutti e tre gli scenari, in altre parole tutti e tre gli scenari sono considerati ugualmente probabili.

A fronte di possibili eventi estremi caratterizzati da una probabilità molto bassa ma da dimensioni molto grandi, può essere proposto un unico scenario del tipo *worst-case* ("peggiore dei casi"). Questo approccio può essere appropriato, ad esempio, nel caso di un lago di volume molto grande, ma la cui probabilità di svuotamento improvviso è considerata molto bassa. In base ai risultati ottenuti dalla modellazione del pericolo (vedere Sezione 3.2) l'area potenzialmente coinvolta da un tale evento di tipo *worst-case* potrebbe essere contrassegnata come un'area a pericolosità residua.

Non è possibile fornire indicazioni prescrittive su come debbano essere definiti gli scenari, ed è necessario un significativo contributo di esperienza. Si raccomanda inoltre che gli scenari siano discussi e definiti insieme alle autorità competenti per l'area in esame. Ad esempio, se e come debba essere modellato uno scenario del tipo *worst-case* dovrebbe essere discusso con le autorità e con le istituzioni competenti, in quanto questo implica decisioni di tipo politico e sociale. Un *worst-case* può essere considerato come lo scenario più grave modellato, oppure considerato separatamente come pericolo residuale (come descritto sopra), o non modellato affatto. Le incertezze associate agli scenari dovrebbero essere comunicate in modo chiaro, aperto, trasparente e riproducibile. Gli esempi che seguono servono per meglio illustrare come un esperto può affrontare la sfida dello sviluppo di scenari per i processi d'instabilità chiave in ambiente glaciale e a permafrost.

Esempio 1: Valanghe di roccia

In caso di potenziale instabilità del substrato roccioso, l'esperto si baserà sulla valutazione della stabilità e su fattori specifici, quali la geometria delle discontinuità e la loro orientazione rispetto all'andamento del versante, in modo da determinare lo spessore della lastra, del cuneo o dei blocchi di roccia che potrebbero distaccarsi inizialmente. Questo potrebbe essere quindi definito come lo scenario a bassa magnitudo, con alta probabilità di accadimento. Se questo settore instabile sostiene un fianco roccioso molto più ampio (ad es., una situazione di contrafforte), lo scenario ad elevata magnitudo potrebbe essere costituito dal cedimento dell'intero fianco roccioso. A seconda della configurazione geotecnica, si può stabilire che gli scenari a bassa ed elevata magnitudo abbiano la stessa probabilità di accadimento, oppure le condizioni di stabilità del fianco roccioso superiore possono essere sufficientemente buone da poter assegnare allo scenario più grave una probabilità più bassa. Quando si dispone di informazioni ad alta risoluzione specifiche per il sito, la modellazione cinematica del pendio può fornire una base quantitativa per lo sviluppo degli scenari. Quando invece non si dispone di osservazioni geotecniche locali, i possibili scenari possono essere desunti dall'attività di frana pregressa in un dato bacino, e determinate unità litologiche possono essere associate a meccanismi, profondità e volumi di cedimento caratteristici. Ad esempio, rocce finemente stratificate possono essere più predisposte a crolli di roccia frequenti e di piccole dimensioni piuttosto che a grandi cedimenti catastrofici.

Esempio 2: Valanghe di ghiaccio

È difficile determinare la massa di ghiaccio che può essere coinvolta in una potenziale valanga. In alcuni casi la disposizione dei crepacci è stata utilizzata per mappare potenziali zone di distacco (Schaub et al., 2015),

ma in altri casi ciò potrebbe risultare inaffidabile. La zona potenzialmente instabile può essere delimitata con maggiore sicurezza quando grandi crepacci tagliano il ghiacciaio per la sua intera larghezza e il settore a valle mostra indizi di un aumento della velocità di scorrimento (Failletaz et al., 2015). Huggel et al. (2004a) hanno proposto per situazioni "a falesia" una semplice approssimazione basata su quanto osservato nelle Alpi Svizzere (Figura 14), dove il volume è determinato dalla lunghezza (L), dalla larghezza (W) e dallo spessore/profondità della falesia di ghiaccio. Quando questi valori non possono essere ricavati da telerilevamento, carte topografiche o studi sul campo, si è visto che si possono considerare ragionevoli valori da 10 a 20 m per la larghezza (questa è la larghezza tipica delle lame di ghiaccio che si staccano da ghiacciai "a falesia"), e valori di 50-60 m per la profondità. Non è chiaro se questi valori valgano anche in altre regioni montuose. Per situazioni "a scivolo", per le Alpi si suggeriscono volumi massimi dell'ordine di $5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Huggel et al., 2004a), ma questi valori sono stati superati di un ordine di grandezza in altre regioni del mondo, in particolare dove si sono staccate intere lingue glaciali (Evans et al., 2008; Huggel et al., 2010; Tian et al., 2017). Questo dimostra che le regole empiriche forniscono solo delle utili indicazioni, ma non offrono alcuna garanzia che non si verifichino eventi eccezionali.

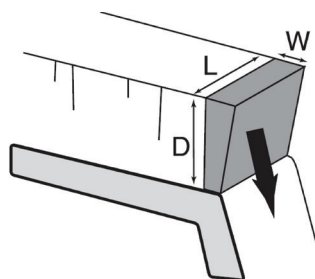


Figura 14: Stima del volume di una valanga di ghiaccio in una situazione "a falesia", basata sulla lunghezza (L), la larghezza (W) e lo spessore/profondità (D) del blocco instabile.

In assenza di ulteriori evidenze a scala locale, per le valanghe di ghiaccio si può ragionevolmente applicare una tipica relazione inversa frequenza-magnitudo. Questo approccio è probabilmente più affidabile nel caso di ghiacciai "a falesia", per i quali valanghe di ghiaccio piccole e frequenti rappresentano un naturale processo di ablazione.

Esempio 3: Rotte Glaciali

Gli scenari relativi ai laghi glaciali sono complessi, a causa della varietà di meccanismi d'innescò, di tipi di lago e di composizione dello sbarramento. Per laghi a sbarramento in roccia, dove l'unico probabile meccanismo per uno svuotamento improvviso è rappresentato da un'onda generata dall'impatto di un movimento in massa, una prima approssimazione del probabile volume d'acqua spostato sarà uguale alla potenziale massa in arrivo nel lago. In questo caso, le probabilità associate a tale evento saranno legate alla valutazione della stabilità dei ghiacciai e del substrato roccioso dei versanti circostanti. Per i laghi a sbarramento morenico, lo scenario ad elevata pericolosità comporterà la completa incisione dello sbarramento ed il drenaggio dell'intero volume del lago: la probabilità di accadimento di un evento di questo tipo dipenderà principalmente dalla geometria dello sbarramento, con sbarramenti ripidi e stretti più suscettibili ad un'erosione irreversibile. Poiché l'incisione di uno sbarramento è un processo che si autoalimenta, per sbarramenti in condizioni critiche uno scenario ad elevata pericolosità può essere considerato altrettanto probabile quanto uno a bassa pericolosità. Per geometrie dello sbarramento più favorevoli, il deflusso potrebbe ridursi e l'erosione po-

arrestarsi ben prima che il lago si sia completamente svuotato: questo rende più probabili scenari a minore pericolosità per eventi innescati dall'impatto di movimenti in massa o da processi di filtrazione e sifonamento nello sbarramento. Poiché gli eventi idrometeorologici estremi, per definizione, si verificano meno frequentemente di quelli moderati, le relazioni inverse di frequenza-magnitudo possono essere ragionevolmente applicate anche per eventi innescati da precipitazioni o fusione nivale.

Sulla base di evidenze empiriche, la portata massima di una rotta dipende dal volume del lago (Huggel et al., 2002). Per i laghi a sbarramento morenico, il fattore determinante è la velocità e l'entità dell'incisione della breccia, che può essere simulata con approcci modellistici (per es. BASEMENT) se si hanno a disposizione dati topografici e batimetrici ad alta risoluzione. Tipicamente, i laghi a sbarramento glaciale che si svuotano per via sub- o endoglaciale producono piene contenute rispetto a laghi della stessa grandezza con sbarramento morenico. Tuttavia, per scenari che comportano la fratturazione meccanica del ghiaccio, le portate di picco possono essere paragonabili a quelle dei laghi a sbarramento morenico, mentre i grandi laghi sbarrati da ghiacciai in rapida avanzata possono produrre eventi di magnitudo eccezionalmente grande e con probabilità elevata (Harrison et al., 2014).

3.3 MODELLAZIONE E CLASSIFICAZIONE DEL GRADO DI PERICOLOSITÀ

La disponibilità di strumenti di modellazione numerica per la simulazione di scenari di movimenti in massa catastrofici è aumentata significativamente negli ultimi anni e fornisce una base per una mappatura fisicamente basata dell'intensità degli eventi per ciascuno scenario di pericolosità (vedere Appendice 2 per una panoramica dei modelli comunemente utilizzati). Non esiste un approccio migliore degli altri, in quanto i modelli selezionati devono essere adattati ai requisiti, alle risorse ed alla disponibilità di dati dell'area in esame.

Per collegare la modellazione dello scenario con un corrispondente livello di pericolosità, è preferibile un approccio alla classificazione della pericolosità basato su matrice, come ad esempio quello utilizzato nei codici di condotta svizzeri (secondo Raetzo et al., 2002). La matrice è paragonabile agli schemi di classificazione usati in molti altri paesi (Fiebigler, 1997; Garcia et al., 2003; Humbert, 1977; Jakob, 2005; Vallance et al., 2003). Per ciascuno scenario, la matrice 3x3 mette in relazione l'intensità modellata di una piena o di un movimento in massa con il livello di probabilità corrispondente, al fine di definirne il livello di pericolosità (Fig. 15). Diversi scenari (ad esempio, di bassa, media, elevata gravità) possono quindi essere sovrapposti e perfezionati attraverso la cartografia di terreno per arrivare a definire una mappa della pericolosità. Lo stesso quadro di valutazione può essere applicato a vari processi (piene, colate detritiche, frane, valanghe ecc.) e rimane sufficientemente flessibile in quanto i livelli di probabilità ed intensità possono essere calcolati in vari modi e con vari livelli di quantificazione a seconda della scala della valutazione.

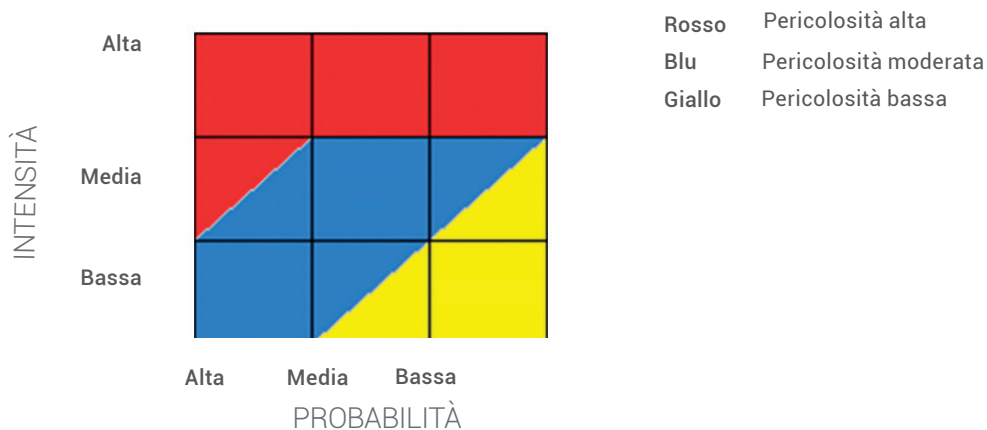


Figura 15: Approccio basato su matrice per collegare la valutazione della suscettibilità (probabilità) con la modellazione dell'intensità basata su scenari, per arrivare ad una classificazione della pericolosità. I colori generalmente sono stabiliti in base a standard definiti per ciascuna nazione.

Secondo la pratica svizzera, le classi d'intensità qualitative sono basate su misure quantitative dell'intensità dei processi (Vedere Tabella 1) e fanno riferimento al potenziale danno che l'evento potrebbe causare a persone e cose (se presenti). Si noti, tuttavia, che tutto ciò è solo ipotetico e non considera se le persone e le cose siano effettivamente esposte all'evento simulato (come si considererebbe nel caso di una valutazione del rischio).

Intensità alta: persone e animali possono subire ferite all'interno degli edifici; sono possibili danni gravi agli edifici o addirittura la loro distruzione.

Intensità media: persone e animali possono subire ferite fuori dagli edifici, con bassi livelli di pericolo dentro gli edifici; sono attesi danni minori agli edifici.

Intensità bassa: persone e animali corrono scarsi pericoli, anche fuori dagli edifici (tranne nel caso di valanghe di pietre o di blocchi che potrebbero ferire o uccidere persone ed animali); ci si attende danni superficiali agli edifici.

Per definire queste classi d'intensità, si possono usare diversi criteri quantitativi in base ad uno o più risultati ottenuti tramite simulazioni numeriche. Prendendo come esempio le colate detritiche, gli studi hanno dimostrato che la pressione di impatto dipende principalmente dalla velocità, ma è importante anche l'altezza del flusso. Pertanto alcuni autori hanno deciso di combinare entrambi i fattori per determinare l'intensità del flusso (Hurlimann et al., 2006; Schneider et al., 2014). Per altri processi, come crolli di roccia o valanghe, le pressioni d'impatto possono essere un risultato diretto della modellazione. In Tabella 1 sono riportati i valori indicativi proposti in Svizzera per definire le classi di intensità per diversi processi caratteristici dell'alta montagna. Queste definizioni devono servire solamente come guida generale e altre definizioni potrebbero essere utilizzate in base alle linee guida nazionali. Si noti che per alcuni processi non tutte e tre le classi di intensità sono valide: ad esempio, nella zona d'impatto di una valanga di roccia l'intensità è sempre considerata alta. In ugual modo, secondo le linee guida svizzere, per le colate detritiche non sono considerate le basse intensità.

Tabella 1: Valori indicativi per la classificazione dell'intensità per vari processi d'instabilità in alta montagna, secondo la pratica svizzera (da Hurliman et al., 2006; Raetzo et al., 2002). E=energia cinetica; v=velocità; h= altezza del flusso o altezza del deposito.

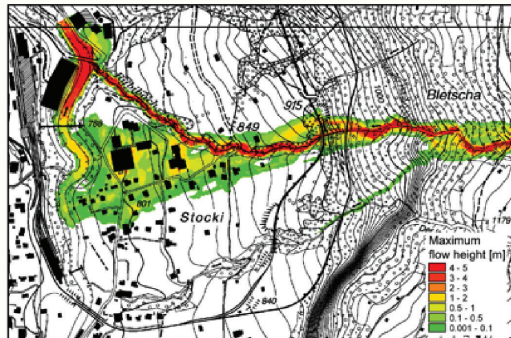
Fenomeno	Bassa intensità	Intensità media	Intensità alta
Crollo di roccia	$E < 30 \text{ kJ}$	$30 < E < 300 \text{ kJ}$	$E > 300 \text{ kJ}$
Valanga di roccia			$E > 300 \text{ kJ}$
Frana di scivolamento	$v \leq 2 \text{ cm/anno}$	$v: \text{ dm/anno}$ ($> 2 \text{ cm/anno}$)	$v > 0.1 \text{ m/giorno}$ per frane superficiali, spostamento $> 1 \text{ m}$ per evento
Colata detritica (parametro singolo)		$h < 1 \text{ m}$	$h > 1 \text{ m}$
Colata detritica (parametro multiplo)		$h < 1 \text{ m}$ o $v < 1 \text{ m/s}$	$h > 1 \text{ m}$ e $v > 1 \text{ m/s}$

Il box 1 illustra un esempio di applicazione della modellazione e classificazione dell'intensità del pericolo per la mappatura della pericolosità connessa a colate detritiche. Il risultato della modellazione numerica e della classificazione del pericolo deve essere considerato solamente come una mappa preliminare di pericolosità, che deve essere necessariamente validata e confrontata con mappe di pericolosità basate su indagini di campo e dati storici. Come evidenziato per lo sviluppo degli scenari, gli eventi estremamente rari e potenzialmente di grande magnitudo non sono inclusi nell'approccio di classificazione basato su matrice. Questi eventi a bassissima probabilità sono generalmente classificati con una zona a pericolosità residua dove i livelli di intensità modellati sono alti (in Svizzera, per esempio, questa zona si estende fino a includere eventi con tempo di ritorno > 300 anni). Le implicazioni della classificazione finale dei livelli di pericolosità e le appropriate risposte gestionali varieranno a seconda del locale contesto sociale, di governo e legale.

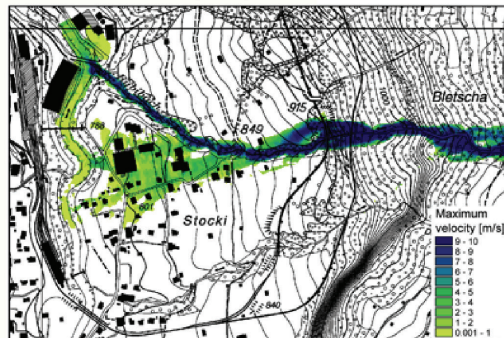
Box1: esempio illustrato di modellazione e mappatura della pericolosità connessa a colate

Scenario intermedio:

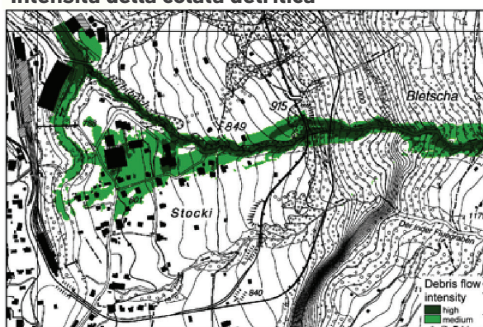
Altezza massima del flusso [m] : Probabilità=media



Velocità massima v [m/s]



Intensità della colata detritica



Step 1: Modellazione numerica e classificazione dell'intensità dell'evento per un dato scenario

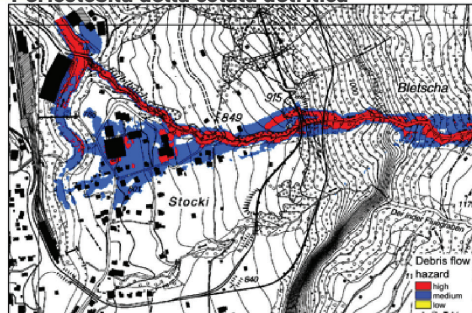
VELOCITÀ MASSIMA

	Alta	Media	Bassa
> 1 m/s			
0 - 1 m/s			
-			

PROFONDITÀ MASSIMA DEL FLUSSO

Alta	> 1 m
Media	0 - 1 m
Bassa	-

Pericolosità della colata detritica



Step 2: Classificazione preliminare della pericolosità basata sull'intensità e sulla probabilità di un dato scenario

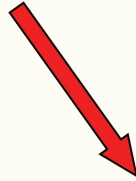
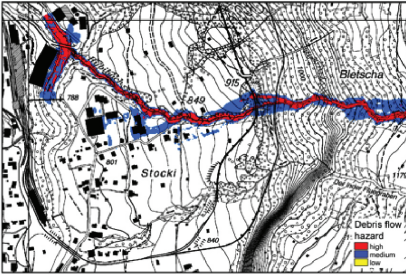
PROBABILTÀ

	Alta	Media	Bassa
Alta			
Media			
Low			

Mappa preliminare di pericolosità

Scenario a bassa intensità:

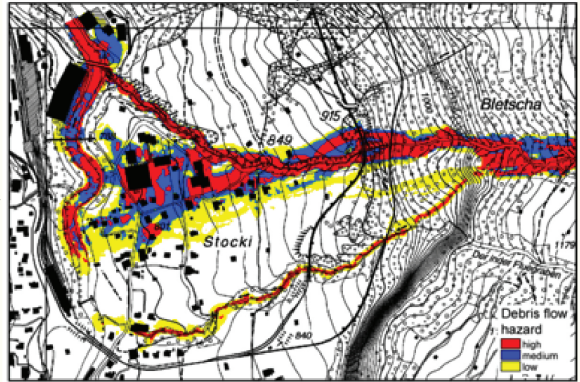
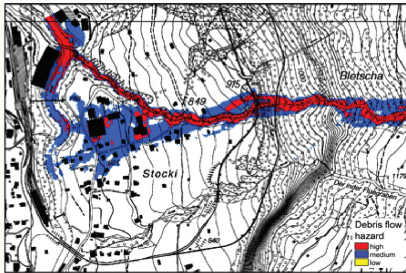
Probabilità: alta



Mappa preliminare di pericolosità

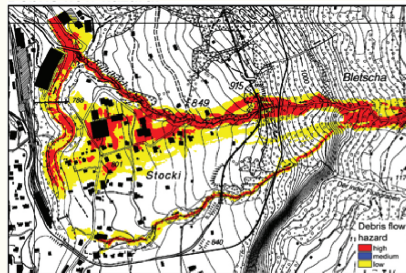
Scenario a media intensità:

Probabilità: media



Scenario a elevata intensità:

Probabilità: bassa



Step 3:

Ripetere i passaggi 1 e 2 per tutti gli scenari e sovrapporre i risultati in una mappa pre-finale di pericolosità.

La mappa finale di pericolosità sarà soggetta a verifica e revisione sulla base di studi di terreno e in linea con le esigenze delle autorità locali.

3.4 CATENE DI PROCESSI ED EVENTI COMPLESSI

Esistono pochi esempi pubblicati di valutazioni complessive della pericolosità per possibili catene di processi di movimento in massa. Tuttavia, a causa dei rapidi cambiamenti ambientali e della formazione di nuovi laghi esposti agli impatti di masse di ghiaccio e roccia in via di destabilizzazione (Haeblerli et al., 2016), questi eventi stanno acquisendo crescente importanza in un'ottica di riduzione del rischio di catastrofi, e per la pianificazione di azioni di adattamento. La simulazione di catene di processi con modelli fisicamente basati e completamente accoppiati è un campo di ricerca emergente (Domnik et al., 2013; Pastor et al., 2009; Worni et al., 2014), mentre altri studi hanno combinato modelli separati per le diverse fasi della catena di processi (Schneider et al., 2014; Westoby et al., 2014). Quest'ultimo approccio è stato descritto in maniera più completa per il Lago 513 della "Cordillera Blanca" (Perù) dove Schneider et al. (2014) hanno simulato scenari di rotta glaciale innescati da onde d'impatto causate da valanghe di roccia/ghiaccio come base per la mappatura della pericolosità. Il loro studio viene qui utilizzato come guida illustrativa. Il primo requisito è definire le fasi che potrebbero verificarsi all'interno di una determinata catena di processi, e per ciascuna fase selezionare l'approccio modellistico appropriato. Nell'esempio del Lago 513 sono state definite cinque fasi in base ad un precedente evento pregresso che ha coinvolto il lago:

- Valanga mista di roccia e ghiaccio che fluisce nel Lago 513.
- Onda d'impatto generata dalla valanga di ghiaccio/roccia, che ha superato lo sbarramento roccioso.
- Formazione di una colata detritica per erosione laterale e presa in carico di sedimenti, con successiva deposizione su un conoide a valle.
- Prosecuzione del flusso come flusso iperconcentrato.
- Sviluppo di una colata detritica secondaria a causa di un incremento della pendenza del canale, della velocità del flusso e dell'erodibilità del materiale.

Mentre la valanga iniziale e tutte le fasi della rotta glaciale sono state modellate con RAMMS, la propagazione e la tracimazione dell'onda prodotta dall'impatto sono state modellate con IBER (vedere Appendice 2 per i dettagli su questi modelli). Seguendo l'approccio generale descritto nella Sezione 3.2, sono necessari degli scenari per l'avvio della catena di processi: nel caso del Lago 513, sono stati utilizzati scenari di dimensioni contenute (alta probabilità), medie (probabilità media) ed elevate (bassa probabilità) per la valanga iniziale di ghiaccio/roccia. Per il resto della catena di processi, la fase di modellamento successiva viene avviata in base ai risultati ottenuti nella fase precedente (Figura 16). In una prima fase, i dati di input per la modellazione con IBER della propagazione e tracimazione dell'onda d'impatto sono stati un idrogramma stimato a partire dal volume e dalla densità della valanga simulata da RAMMS. Successivamente, l'idrogramma di piena ottenuto tramite IBER è servito come dato di input per la modellazione con RAMMS del flusso verso valle, con parametri del modello calibrati e adattati per riprodurre le trasformazioni nella reologia del flusso lungo il percorso.

Una volta simulata l'intera catena di processi per tutti e tre gli scenari, è possibile classificare le intensità del flusso, assegnare i livelli di pericolosità in base alla matrice intensità-probabilità e produrre una carta della pericolosità combinata sulla base dei modelli utilizzati (Figura 17). Per il caso del Lago 513, questa carta della pericolosità derivata da modelli è stata generalizzata in seguito ai rilievi in campo, e lo schema di classificazione è stato modificato per garantirne la congruenza con il sistema amministrativo locale. Questo esempio illustra come un quadro di valutazione generale possa essere modificato e ottimizzato per un'implementazione a scala locale, e dimostra come i risultati basati esclusivamente su modelli non siano una base sufficiente per pianificare strategie di risposta e mitigazione.

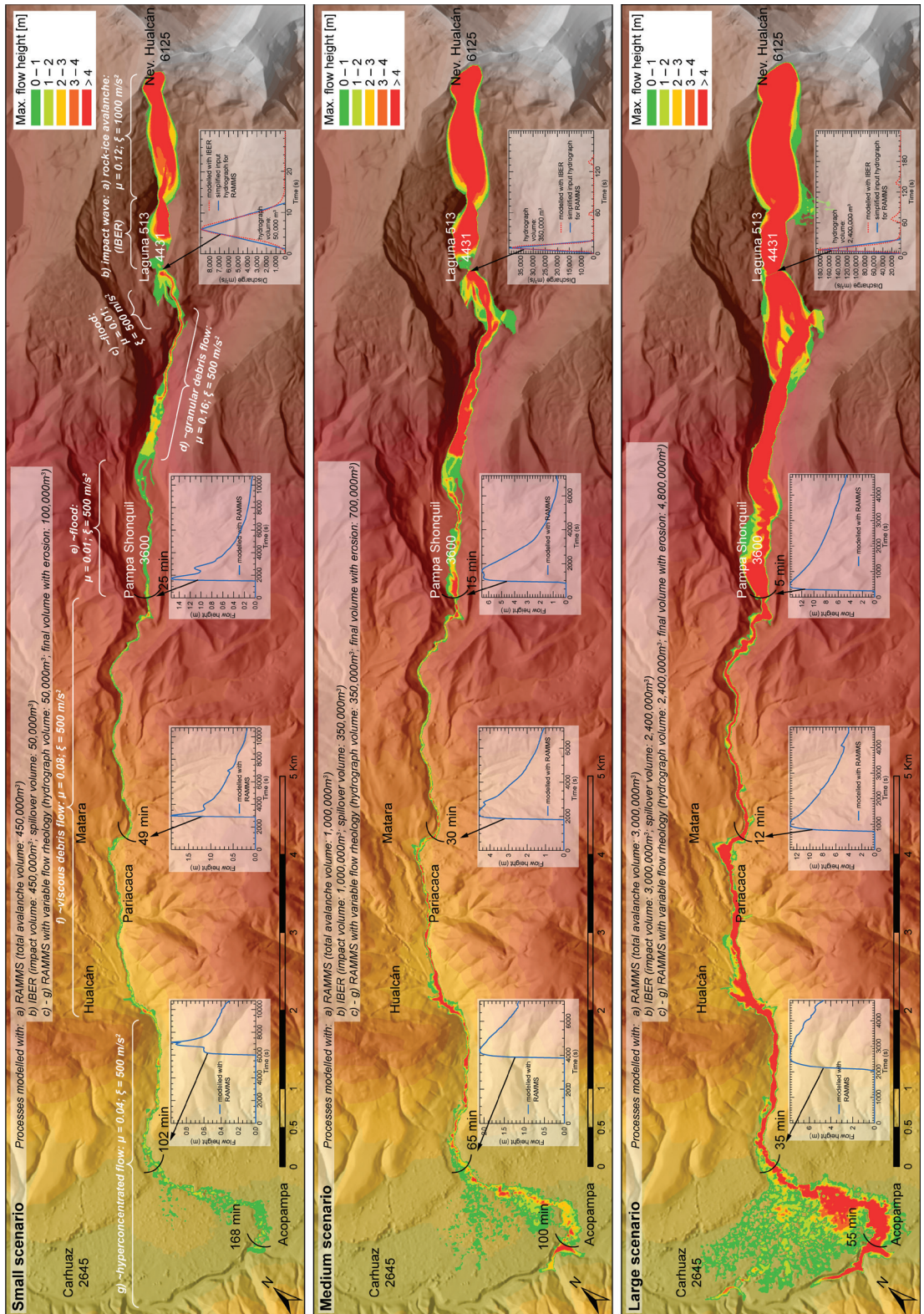


Figura 16

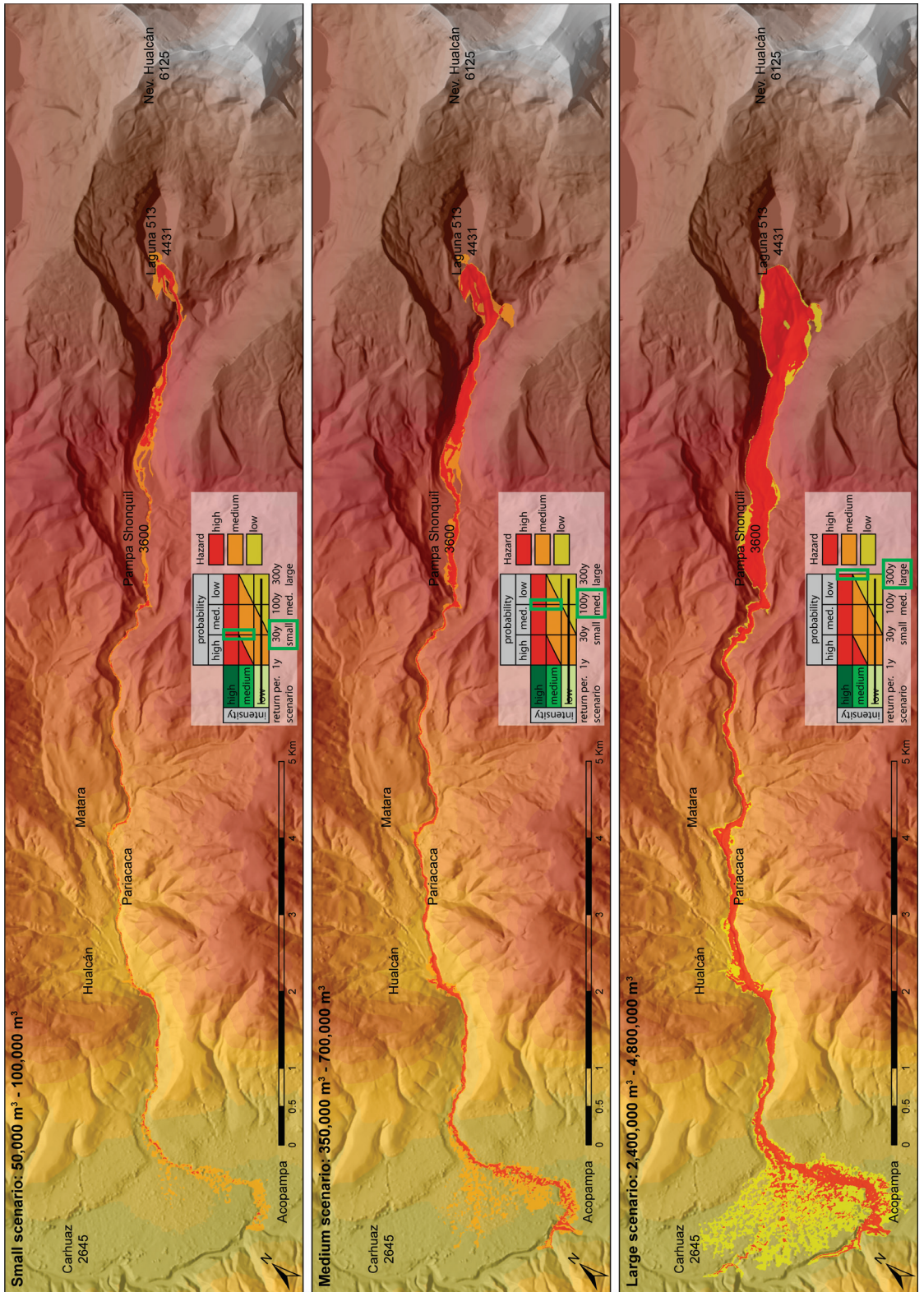


Figura 17

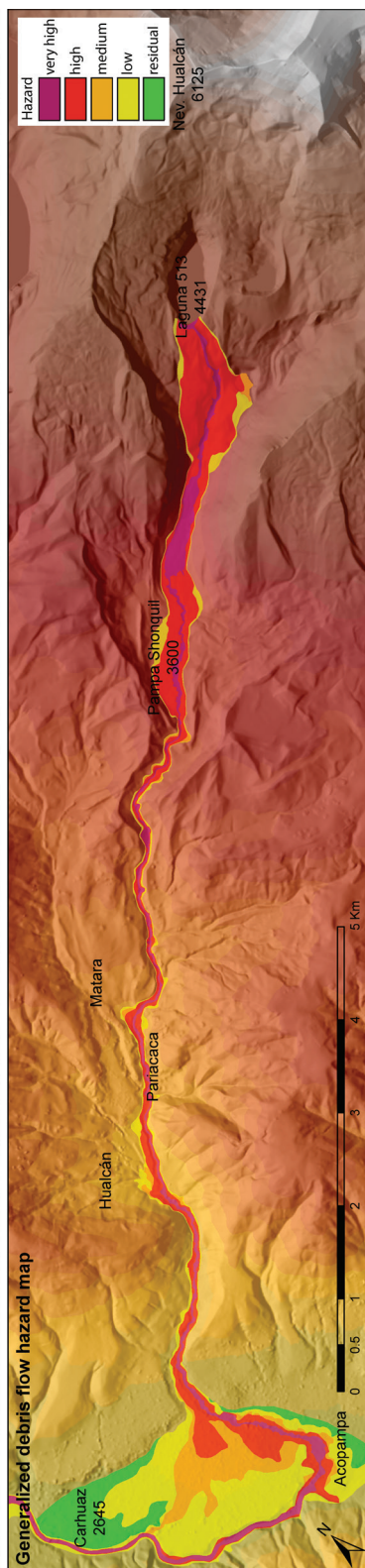
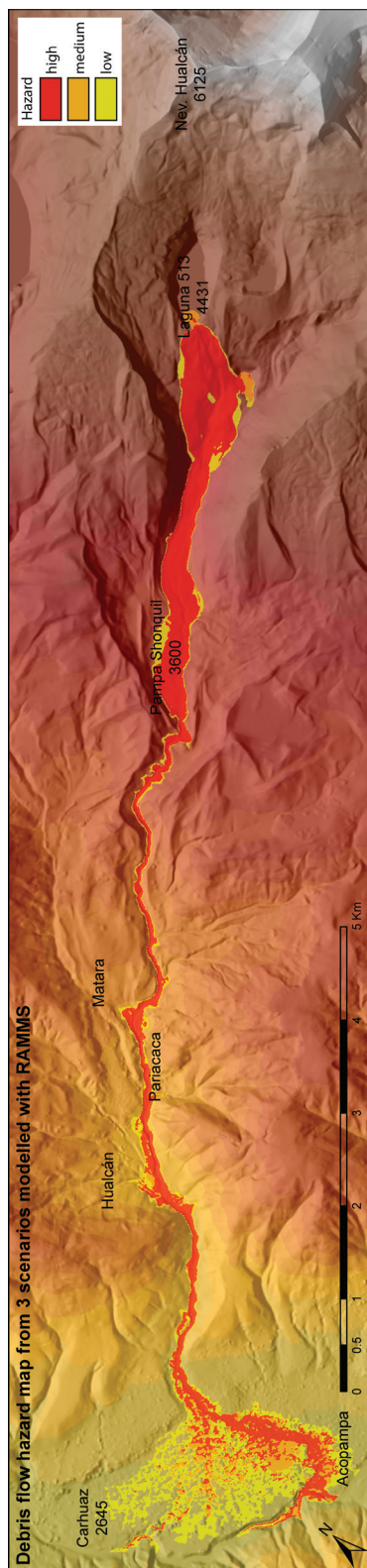


Figura 16: Risultati della modellazione numerica (RAMMS) di tre differenti scenari (di intensità bassa, media, alta) di possibili catene di processi di movimenti in massa che coinvolgono una rotta dal Lago 513, Perù. Per chiarezza, la modellazione con IBER della propagazione dell'onda d'impatto e della traccimazione dal Lago non viene mostrata. Le durate del flusso sono indicate lungo ciascun percorso per i tre differenti scenari.

Figura 17: Classificazione della pericolosità per i tre scenari, basata sulla modellazione dell'intensità del flusso e della probabilità. L'intensità del flusso è stata classificata tramite una combinazione di altezze di flusso (Figura 16) e velocità (non mostrate) modellate. La carta della pericolosità basata su modelli è stata ulteriormente generalizzata e rivista sulla base dei rilievi di campo e delle esigenze e delle aspettative delle autorità locali.

Figura 17

APPENDICE 1

TABELLE GUIDA PER LA VALUTAZIONE DELLA STABILITÀ E DELLA SUSCETTIBILITÀ ALL'INSTABILITÀ

In questa Appendice si propongono tabelle guida che riguardano la valutazione della suscettibilità all'instabilità e della stabilità (vedere la Sezione 2 per maggiori dettagli). I fattori possono essere rilevanti nel condizionare (Con.), innescare (Inn.) e/o determinare la magnitudo (Mag.) degli eventi. Per molti fattori, le relazioni con la stabilità e la suscettibilità non sono semplici, e l'esperto deve valutare una serie di attributi per determinare se le condizioni sono favorevoli (bassa suscettibilità) o sfavorevoli (alta suscettibilità). Le tabelle sono ordinate per tipo di processo. Tuttavia, l'esperto deve prestare particolare attenzione ed essere consapevole della possibilità che si verifichino interazioni tra processi ed eventi compositi, come valanghe di ghiaccio o di roccia che innescano una rotta glaciale o un'accumulo di una valanga di roccia che può rimobilizzarsi sotto forma di una colata detritica o di una piena torrentizia (vedere anche Parte 1 della Sezione 2.2 e Parte 2 della Sezione 3.4).

Tabella A1: Valanghe di roccia

Fattori di suscettibilità per valanghe di roccia	Rilevanza			Attributi Chiave	Suscettibilità		Metodi di valutazione	Scala di valutazione
	Con.	Inn.	Mag.		Minore	Maggiore		
Atmosferici								
Temperatura	+	+		Temperatura media	No trend	Trend marcato	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Bacino
				Intensità e frequenza di ondate di calore.	Bassa	Alta	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Bacino
Precipitazioni		+		Intensità e frequenza di eventi di precipitazioni estreme.	Bassa	Alta	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Bacino
Legati alla criosfera								
Condizioni del permafrost	+		+	Stato del permafrost distribuzione e persistenza nei versanti in roccia. Profondità dello strato attivo e della massa instabile.	Assenza di permafrost o permafrost freddo	Permafrost in fusione	Modelli numerici (metodo indiretto) Geofisica (metodo semi-diretto).	Da regionale a di bacino. Sito - specifica
Condizioni dei ghiacciai	+		+	Ritiro (assottigliamento) dal o più a valle del pendio roccioso.	Nessun ritiro	Ritiro significativo	Indagini da remoto, studi su campo, evidenze empiriche..	Da regionale a di bacino
Geotecnici e geomorfologici								
Qualità dell'ammasso roccioso	+		+	Caratteristiche litologiche. Grado di alterazione.	Favorevole	Sfavorevole	Cartografia geologica (da telerilevamento o sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Condizioni delle discontinuità	+			Grado di alterazione, apertura, riempimento (breccia o gouge), circolazione d'acqua.	Favorevole	Sfavorevole	Cartografia geologica (da telerilevamento o sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Geometria delle discontinuità	+		+	Immersione, orientazione spaziatrice, persistenza.	Favorevole	Sfavorevole	Cartografia geologica (da telerilevamento o sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Condizioni del pendio	+			Salti rocciosi, convessità, irregolarità.	Favorevole	Sfavorevole	Cartografia geologica (da telerilevamento o sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Pendenza del versante	+			Angolo di pendenza topografica. Intervallo critico o pendenza soglia da inventari locali.	Bassa pendenza	Elevata pendenza	Cartografia geologica (da telerilevamento o sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Altezza del pendio	+		+	Dislivello relativo della parete o del versante.	Modesta	Elevata	Cartografia geologica e modellazione.	Da bacino a sito - specifica
Sismicità	+	+		Magnitudo potenziale e frequenza, accelerazione del terreno.	Basso Potenziale	Elevato potenziale	Cartografia geologica (da telerilevamento o sul campo).	Regionale
Evidenze di crolli di roccia	+	+	+	Frequenza e magnitudo della attività pregressa.	Mancanza di evidenze	Frequente e crescente attività	Cartografia geologica (da telerilevamento o sul campo).	Da bacino a sito - specifica

Tabella A2: Valanghe di ghiaccio

Fattori di suscettibilità per valanghe di ghiaccio	Rilevanza			Attributi Chiave	Suscettibilità		Metodi di valutazione	Scala di valutazione
	Con.	Inn.	Mag.		Minore	Maggiore		
Atmosferici								
Temperatura	+	+		Temperatura media.	No trend	Trend marcato	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Bacino
				Intensità e frequenza di ondate di calore.	Bassa	Alta	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Bacino
Precipitazioni		+		Intensità e frequenza di eventi di precipitazioni estreme.	Bassa	Alta	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Bacino
Legati alla criosfera								
Condizioni termiche	+			Ghiacciai freddi, temperati o politermici. Distribuzione e persistenza del permafrost. Anomalie termiche connesse a ghiacciai sospesi.	Valutazione di esperti delle implicazioni per meccanismi e processi di collasso.		Modelli numerici (metodo indiretto) Geofisica (metodo semi-diretto), perforazioni (diretto).	Da regionale a di bacino. Sito - specifica
Condizioni del ghiacciaio	+		+	Situazioni a falesia o a scivolo.	Valutazione di esperti delle implicazioni per la frequenza/magnitudo		Telerilevamento.	Da regionale a di bacino
Densità ed orientazione dei crepacci	+			Formazione di fratture nel ghiacciaio. Profondità e dimensione dei crepacci.	Nessuna evidenza	Ampi e diffusi	Telerilevamento.	Da bacino a sito - specifica
Topografia del letto				Versante ripido e cambiamenti bruschi della pendenza. Convessità o mancanza di supporto frontale.	Favorevole	Sfavorevole	Dedotta o modellata dalla topografia superficiale, indagini geofisiche.	Da regionale a di bacino. Sito - specifica
Idrologia glaciale	+	+		Sistema di drenaggio sub-glaciale distribuito per collassi di falesie. Evidenze di un aumento della pressione dell'acqua e/o di interruzioni del flusso idrico (critiche per ghiacciai politermici), quali formazione di pozze d'acqua in superficie o modificazioni improvvise dei deflussi per cedimenti grandi e catastrofici.	Favorevole	Sfavorevole	Telerilevamento, modellazione idrogeologica, indagini sul campo.	Da bacino a sito - specifica
Velocità del ghiacciaio	+			Aumento della velocità superficiale, in particolare a valle dei settori con crepacci.	Nessun cambio	Rapido incremento	Telerilevamento o indagini sul campo.	Da bacino a sito - specifica
Cambiamento della geometria del ghiacciaio	+			Ispezzimento verso la base, nel caso di ghiacciaio sospeso. Ispezzimento della lingua di ghiacciaio vallivo come evidenza di <i>surge</i> ..	Nessun cambio	Importante ispezzimento	Telerilevamento.	Da bacino a sito - specifica
Cambiamento della lunghezza del ghiacciaio	+			Ritiro o avanzata verso una topografia più ripida, e/o nuovo regime termico.	Favorevole	Sfavorevole	Telerilevamento, indagini sul campo, evidenze empiriche.	Da regionale a di bacino
Evidenze di valanghe di ghiaccio	+	+	+	Frequenza e magnitudo delle instabilità, inclusi i crolli di seracchi.	Nessuna evidenza	Attività frequente e in crescita	Telerilevamento, indagini sul campo, evidenze empiriche.	Da bacino a sito - specifica
Geotecnici e geomorfologici								
Stabilità del substrato roccioso	+	+	+	Vedere valutazione della suscettibilità per valanghe di roccia.	Stabile	Instabile	Cartografia geologica (telerilevamento o indagini sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Sismicità	+	+		Magnitudo potenziale e frequenza, accelerazione del terreno.	Basso potenziale	Elevato potenziale	Cartografia geologica (telerilevamento o indagini sul campo).	Da bacino a sito - specifica

Tabella A3: Rotte glaciali

Fattori di suscettibilità per rotte glaciali	Rilevanza			Attributi chiave	Suscettibilità		Metodi di valutazione	Scala di valutazione
	Con.	Inn.	Mag.		Minore	Maggiore		
Atmosferici								
Temperatura	+	+		Temperatura media.	No trend	Trend marcato	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Bacino
				Intensità e frequenza di ondate di calore.	Bassa	Alta		
Precipitazioni	+	+		Intensità e frequenze di eventi di precipitazioni estreme.	Bassa	Alta	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Bacino
Legati alla criosfera								
Condizioni del permafrost	+			Stato del permafrost, distribuzione e persistenza all'interno dell'area dello sbarramento del lago e dei pendii rocciosi circostanti.	Assenza di permafrost o permafrost freddo	Permafrost temperato (in fusione) nell'area dello sbarramento dei circostanti pendii rocciosi o detritici nel pendio roccioso	Basati su modelli (indiretti).	Da regionale a di bacino. Sito-specifica
Ritiro e disfacimento dei ghiacciai	+		+	Ampliamento di laghi proglaciali, rapida formazione di laghi sopra-glaciali, rimozione o subsidenza dello sbarramento.	Nessun ritiro, espansione di laghi o subsidenza dello sbarramento	Ritiro significativo, espansione dei laghi, subsidenza dello sbarramento	Geofisici (semi-diretti).	Da regionale a di bacino
Avanzata del ghiacciaio (incluso <i>surging</i>)	+			Formazione di laghi con sbarramento in ghiaccio.	Nessun cambio evidente	Avanzata e sbarramento evidenti	Telerilevamento.	Da regionale a di bacino
Possibilità di valanga di ghiaccio	+		+	Vedere la valutazione della suscettibilità per le valanghe di ghiaccio.	Minore	Maggiore	Telerilevamento.	Da di bacino a sito-specifica
Possibilità di <i>calving</i>	+		+	Larghezza del fronte di distacco del ghiacciaio, attività, densità dei crepacci.	Nessuna evidenza	Ampio fronte di <i>calving</i> e attività di crollo frequente	Vedere valutazione di suscettibilità per valanghe di ghiaccio.	Da di bacino a sito-specifica
Dimensione del lago	+		+	Area o volume.	Minore	Maggiore	Telerilevamento, modellazione della topografia del letto, studi su campo.	Da regionale a sito-specifica
Batimetria del lago	+		+	Influenza sull'idraulica dello sbarramento influenza sulla propagazione dell'onda d'impatto e sulla risalita.	Favorevole	Sfavorevole	Indagini sul campo (misure sonar).	Sito-specifica
Drenaggio sub-, supra- o endoglaciale	+		+	Connessione del lago al sistema idrologico del ghiacciaio.	Non connesso	Ben connesso	Indagini sul campo e modellazione.	Sito-specifica

Tabella A3: Rotte glaciali

Fattori di suscettibilità per rotte glaciali	Rilevanza			Attributi chiave	Suscettibilità		Metodi di valutazione	Scala di valutazione
	Con.	Inn.	Mag.		Minore	Maggiore		
Geotecnici e geomorfologici								
a) Caratteristiche dello sbarramento								
Tipo	+		+	Substrato roccioso, morena, ghiaccio.	Substrato roccioso	Ghiaccio (morena con nucleo in ghiaccio)	Geofisici (semi-diretti).	Da regionale a di bacino
Morena con nucleo in ghiaccio	+			Spessore, persistenza e condizioni (connessi al permafrost).	Assente	Grande ed in via di scongelamento	Telerilevamento.	Sito - specifica
Rapporto larghezza/altezza dello sbarramento	+		+	Rapporto tra larghezza ed altezza dello sbarramento morenico.	Maggiore	Minore	Telerilevamento.	Da di bacino a sito - specifica
Rapporto tra franco idraulico e altezza dello sbarramento	+		+	Differenza di quota fra la superficie del lago ed il punto più basso della morena .	Maggiore	Minore	Vedere valutazione di suscettibilità per le valanghe di ghiaccio.	Da di bacino a sito - specifica
Litologia	+		+	Granulometria del materiale morenico, presenza di materiale a grana fine, materiale vulcanico ecc..	Predominanza di materiale grossolano	Predominanza di materiale a grana fine, materiale vulcanico	Telerilevamento, modellazione della topografia del letto, studi su campo.	Sito - specifica
Pendenza del tratto a valle	+			Pendenza media del fianco verso valle dello sbarramento.	Minore	Maggiore	Indagini su campo (misure sonar).	Da di bacino a sito - specifica
Vegetazione	+			Densità e tipo di vegetazione (erba, arbusti, alberi).	Diffusa	Assente	Studi su campo e modellazione.	Da di bacino a sito - specifica
b) Topografia e idrologia del bacino idrografico								
Area del bacino	+			Superficie totale dell'area di drenaggio del bacino idrografico sotteso dal lago, proporzione fra area glacializzata/non glacializzata.	Minore	Maggiore	Analisi DTM.	Da regionale a di bacino.
Pendenza media	+			Pendenza dell'area di bacino.	Minore	Maggiore	Analisi DTM.	Da regionale a di bacino.
Densità di drenaggio	+			Densità del reticolo idrografico.	Minore	Maggiore	Analisi DTM.	Da regionale a di bacino.
Ordine del corso d'acqua	+			Presenza di grandi corsi d'acqua di tipo fluviale che facilitano un rapido afflusso di acqua nel lago.	Assenza o presenza di un corso d'acqua di ordine basso	Presenza di grandi corsi d'acqua di ordine maggiore	Telerilevamento, analisi DTM.	Da regionale a di bacino.
Laghi a monte	+			Presenza e suscettibilità di laghi a monte.	Assenti	Diversi laghi	Telerilevamento.	Da regionale a di bacino.
c) Stabilità geotecnica								
Possibilità di valanghe di roccia	+		+	Vedere valutazione della suscettibilità per le valanghe di roccia.	Minore	Maggiore	Vedere valutazione della suscettibilità per le valanghe di roccia .	Da regionale a di bacino
Instabilità della morena	+		+	Possibilità di collassi dai fianchi della morena nel lago.	Nessun fianco morenico ripido adiacente al lago	Fianchi di morene ripidi e instabili adiacenti al lago	Analisi DTM, telerilevamento, lavoro sul campo, indagini geofisiche.	Da di bacino a sito - specifica
Sismicità	+			magnitudo e frequenza possibili, accelerazione del terreno.	Minore	Maggiore	Cartografia geologica e modellazione.	Regionale

Tabella A4: Colate detritiche

Fattori di suscettibilità per colate detritiche	Rilevanza			Attributi chiave	Suscettibilità		Metodi di valutazione	Scala di valutazione
	Con.	Inn.	Mag.		Minore	Maggiore		
Atmosferici								
Temperatura	+	+		Temperatura media.	No trend	Trend marcato	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Bacino
				Intensità e frequenza di ondate di calore.	Bassa	Alta	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie..	Bacino
Precipitazioni		+	+	Intensità e frequenza di eventi di precipitazioni estreme..	Bassa	Alta	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie	Bacino
Legati alla criosfera								
Condizioni del permafrost	+		+	Ghiacciai freddi, temperati o politermici. Distribuzione e persistenza del permafrost. Anomalie termiche legati a ghiacciai sospesi.	Favorevoli	Sfavorevoli	Modelli numerici (indiretti).	Da regionale a di bacino. Sito - specifica
Condizioni dei ghiacciaio	+			Situazioni a falesia o a scivolo.	Nessun ritiro	Ritiro significativo	Geofisici (semi-diretti).	Da regionale a di bacino
Copertura nevosa	+	+		Estensione e spessore.	Assente	Diffusa	Telerilevamento, studi su campo, evidenze empiriche.	Da bacino a sito - specifica
Crioclastismo	+			Versanti ripidi e improvvise rotture di pendenza. Pendii convessi. Assenza di un contrafforte frontale.	Bassa intensità	Alta intensità	Telerilevamento, studi su campo.	Da regionale a di bacino. Sito - specifica
Geotecnici e geomorfologici								
Stabilità delle pareti di testata	+		+	Vedere valutazione della suscettibilità per le valanghe di roccia.	Stabili	Instabili	Vedere valutazione della suscettibilità per le valanghe di roccia.	Da bacino a sito - specifica
Caratteristiche dei sedimenti	+		+	Granulometria, permeabilità, resistenza al taglio.	Favorevoli	Sfavorevoli	Dedotte dalla cartografia geologica o direttamente misurate sul campo.	Da bacino a sito - specifica
Pendenza dei versanti	+		+	Pendenza sufficiente per l'innesco, ma non così ripida da impedire l'accumulo di sedimento. L'angolo critico dipende da altri fattori.	Bassa pendenza	Nel range critico fra i 20°-45°	Cartografia geomorfologica (telerilevamento o rilevamento sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Geometria del versante	+		+	Rotture di pendenza, porzione a monte convessa (sorgente) ed inferiore concava (ad es. zona di contatto fra parete rocciosa e detrito di falda).	Non evidente	Frattura evidente	Cartografia geomorfologica (telerilevamento o studi sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Tipo di serbatoio di sedimenti	+		+	Serbatoi attivi (falde detritiche, canali di deflusso riempiti di sedimento) ad alimentazione limitata, serbatoi relitti (morene, terrazzi fluviali) ad alimentazione illimitata. I rock glacier possono essere entrambi.	Valutazione di esperti delle implicazioni per la frequenza/magnitudo		Cartografia geomorfologica (telerilevamento o rilevamento sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Dimensioni del versante	+		+	Area e profondità dell'accumulo.	Piccoli	Grandi	Cartografia geomorfologica (telerilevamento o rilevamento sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Copertura vegetale	+		+	Continua, sporadica o assente	Diffusa	Assente	Cartografia geomorfologica (telerilevamento o rilevamento sul campo).	Da bacino a sito - specifica
Sismicità	+	+		Frequenza e magnitudo possibili.	Bassa	Elevata	Cartografia geologica e modellazione.	Da bacino a sito - specifica
Attività di colata detritica	+		+	Frequenza e magnitudo dell'attività pregressa.	Nessuna evidenza	Attività frequente e in crescita	Telerilevamento, studi sul campo, evidenze empiriche.	Da bacino a sito - specifica

Tabella A5: Pericoli permafrost in-situ

Fattori di suscettibilità per Valanghe di Ghiaccio	Rilevanza			Attributi chiave	Suscettibilità		Metodi di valutazione	Scala di valutazione
	Con.	Inn.	Mag.		Minore	Maggiore		
Atmosferici								
Temperatura	+			Temperatura media.	No trend	Trend marcato	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Sito - Specifica
				Intensità e frequenza di ondate di calore..	Minore	Maggiore	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Sito - Specifica
Precipitazioni		+		Intensità e frequenza di eventi di precipitazioni estreme.	Minore	Maggiore	Analisi climatiche basate su stazioni o su griglie.	Sito - Specifica
Legati alla criosfera								
Condizioni del permafrost	+	+	+	Stato del permafrost, distribuzione e persistenza nei versanti rocciosi. Profondità dello strato attivo e della massa instabile. Influenza sul regime termico, meccanico ed idrogeologico.	Favorevoli	Sfavorevoli	Modelli numerici (indiretti), geofisici (semi-diretti), perforazioni (dirette).	Sito - Specifica
Condizioni dei ghiacciai	+	+	+	Ritiro (assottigliamento) dal sito o a valle di esso. Influenza sul regime meccanico, termico e idrologico.	Nessun ritiro	Ritiro significativo	Telerilevamento, studi su campo, evidenze empiriche.	Sito - Specifica
Geotecnici e geomorfologici								
Condizioni meccaniche dell'ammasso roccioso fratturato e perennemente congelato	+	+	+	La degradazione del permafrost influisce su (i) attrito della rottura lungo i contatti roccia-roccia, (ii) attrito/rottura lungo contatto roccia-ghiaccio, (iii) deformazione del ghiaccio nelle fratture, (iv) deformazione del materiale di riempimento congelato.	Favorevoli	Sfavorevoli	(i) Prove meccaniche di laboratorio su materiali congelati, (ii) LiDAR, SAR e telerilevamento (iii) riconoscimento con metodi geofisici dei parametri geotecnicamente rilevanti dal punto di vista geotecnico (iv) modellazione meccanica.	Sito - Specifica
Caratteristiche del sedimento	+		+	Comportamento meccanico controllato da (i) condizioni di stress (es. forza di gravità/carico), (ii) ghiaccio e detriti (impurità), (iii) temperatura del ghiaccio, (iv) contenuto d'acqua nel ghiaccio, (v) apporto di acqua e calore al corpo di ghiaccio.	Favorevoli	Sfavorevoli	(i) Prove meccaniche di laboratorio su materiali congelati, (ii) LiDAR, SAR e telerilevamento, (iii) riconoscimento con metodi geofisici dei parametri geotecnicamente rilevanti dal punto di vista geotecnico, (iv) modellazione meccanica.	Sito - Specifica
Pendenza del versante	+		+	Rapida evoluzione delle condizioni idrostatiche e criostatiche a causa della formazione di falde idriche sospese sopra il permafrost ed i processi di segregazione del ghiaccio.	Favorevole	Sfavorevole	Cartografia, , misure e modellazione idrogeologiche.	Sito - Specifica
Geometria del versante	+		+	Movimento di rock glacier, soliflusso, subsidenza, rotte glaciali, valanghe di ghiaccio-roccia, colate detritiche, vedere anche tabelle 2-5.	Favorevole	Sfavorevole	Cartografia geomorfologica: vedere anche tabelle A1-A4.	Sito - Specifica

Nome	Processi	Dati richiesti	Risultato	Prezzo	Tipologia	Disponibilità	Riferimenti
RAMMS	Moduli per colate detritiche, valanghe di neve e crolli di roccia. E' usato per valanghe di ghiaccio e roccia	DEM, parametri di frizione di Voellmy (2) volume iniziale (ad es. frana) o idrogramma	Proprietà del flusso: ad es. profondità, velocità, pressione	ca. 2500 USD/anno (durate differenti, sconti per licenze educative)	Software indipendente (IDL)	ramms.slf.ch	Christen, M. and 11 others. 2012. Integral hazard management using a unified software environment: numerical simulation tool "RAMMS" for gravitational natural hazards. In: Koboltschnig, G. et al. (eds.) 12th Congress INTERPRAEVENT, Grenoble, France. Vol. 1. 77-86.
MSF	Colate detritiche	DEM zona d'innesco	Probabilità di coinvolgimento	Gratuito	AML Arc GIS toolbox Python (Arcpy)	Contattare gli autori	Huggel, C., Kääb, A., Haeblerli, W. and Krummenacher, B. 2003. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. Natural Hazards and Earth System Sciences 3 : 647-662.
FLO-2D	Colate di fango	DEM, parametri di frizione, idrogramma di input	Proprietà del flusso: ad es. profondità, velocità	Flo-2D Base: gratuito; FLO-2D Pro: 995 USD	Software indipendente	flo-2d.com	O'Brien, J.S., Julien, P.Y. and Fullerton, W.T. 1993. Two-dimensional water flood and mudflow simulation, J. Hydraul. Eng., 119, 244- 261.
BASEMENT	Flusso di piena	DEM	Profondità, velocità	Gratuito	Software indipendente	basement.ethz.ch	Vetsch D., and 16 others. 2006-2017. BASEMENT - Basic Simulation Environment for Computation of Environmental Flow and Natural Hazard Simulation. Version 2.7., Zurich, VAW.
Titan2D	Formazione di incisioni in sbarramenti morenici	Topografia, dati di rugosità, informazioni sul flusso	Proprietà del flusso: ad es. profondità, velocità, pressione	Gratuito	Software open-source	sourceforge.net/projects/titan2d/	E. B. Pitman, C. Nichita, A. Patra, A. C. Bauer and M. Bursik, A. 2003. Numerical Study of Granular Flows on Eroding Surfaces, Discrete and Continuous Dynamical Systems - B3 (4).
IBER	Propagazione dell'onda	Batimetria, idrogramma generato dall'impatto del movimento di massa.	Flusso non-stazionario turbolento a superficie libera	Gratuito (richiesta registrazione)	Software indipendente	iberaula.es	Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, M. E., Dolz, J., and Coll, A. 2014. Iber: herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. Revista Internacional de Métodos numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería, 30, 1-10.
r.avaflow	Flussi bifase, valanghe, colate detritiche, ecc	DEM, parametri di frizione, condizioni iniziali	Proprietà del flusso: ad es. profondità, velocità, pressione	Gratuito (ancora sperimentale)	Disponibile versione indipendente open-source	www.avaflow.org/software.html	Mergili, M., Benedikt, M., and Pudasaini, S.P. 2017. r.avaflow - The open source GIS simulation model for granular avalanches and debris flows. r.avaflow distributions.
LAHARZ	Valanghe di roccia, colate detritiche	Topografia, scenari di volume	Aree d'invasione	Gratuito	ArcMap	pubs.usgs.gov/of/2014/1073/	Schilling, S.P. 2014. Laharz_py—GIS tools for automated mapping of lahar inundation hazard zones: U.S. Geological Survey Open-File Report 2014-1073, 78 p., https://dx.doi.org/10.3133/ofr20141073.
Rockyfor3D	Crolli di roccia (modello per crolli puntuali con predizioni probabilistiche)	Mappe raster della topografia, proprietà del suolo e/o della roccia, ecc.	Traiettorie dei crolli di roccia (altezza, energia, distanza di propagazione, ecc.)	Gratuito	Software indipendente	ecorisq.org/ecorisq-tools	Dorren, L.K.A. 2012. Rockyfor3D (v5.1) revealed - Transparent description of the complete 3D rockfall model. ecorisQ paper (www.ecorisq.org): 31 p.
RAMMS Rockfall	Crolli di roccia (meccanismi di rotazione di roccia 3D effettivi)	Forma e dimensione del blocco roccioso, topografia, condizioni iniziali	Traiettorie dei crolli di roccia (altezza, energia, distanza di propagazione, ecc.)	ca. 2500 USD/anno (durate differenti, sconti per licenze educative)	Software indipendente	ramms.slf.ch	Christen, M. and 11 others. 2012. Integral hazard management using a unified software environment: numerical simulation tool "RAMMS" for gravitational natural hazards. In: Koboltschnig, G. et al. (eds.) 12th Congress INTERPRAEVENT, Grenoble, France. Vol. 1. 77-86.

APPENDICE 3 BIBLIOGRAFIA CITATA

- Alean, J.: Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach, *J. Glaciol.*, 31, 324–333, 1985.
- Allen, S. K. and Huggel, C.: Extremely warm temperatures as a potential cause of recent high mountain rockfall, *Glob. Planet. Change*, 107, 59–69, 2013.
- Allen, S. K., Gruber, S. and Owens, I. F.: Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand, *Permafr. Periglac. Process.*, 20, 345–356, 2009.
- Allen, S. K., Cox, S. C. and Owens, I. F.: Rock avalanches and other landslides in the central Southern Alps of New Zealand: A regional study considering possible climate change impacts, *Landslides*, 8(1), 33–48, doi:10.1007/s10346-010-0222-z, 2011.
- Allen, S. K., Rastner, P., Arora, M., Huggel, C. and Stoffel, M.: Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition, *Landslides*, 10.1007/s10346-015-0584-3, 2015.
- Allen, S. K., Linsbauer, A., Randhawa, S. S., Huggel, C., Rana, P. and Kumari, A.: Glacial lake outburst flood risk in Himachal Pradesh, India: an integrative and anticipatory approach considering current and future threats, *Nat. Hazards*, 84(3), 1741–1763, doi:10.1007/s11069-016-2511-x, 2016.
- André, M.-F.: Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions?, *Geomorphology*, 52(1), 149–164, doi:10.1016/S0169-555X(02)00255-6, 2003.
- Arenson, L. and Springman, S.: Triaxial constant stress and constant strain rate test on ice-rich permafrost samples, *Can. Geotech. J.*, 42, 412–430, 2005a.
- Arenson, L., Springman, S. and Segó, D. C.: The rheology of frozen soils, *Appl. Rheol.*, 17, 1–14, 2007.
- Arenson, L. U. and Springman, S. M.: Mathematical description for the behaviour of ice-rich frozen soils at temperatures close to zero centigrade, *Can. Geotech. J.*, 42, 431–442, 2005b.
- Arenson, L. U., Kaab, A. and O'Sullivan, A.: Detection and Analysis of Ground Deformation in Permafrost Environments, *Permafr. Periglac. Process.*, 27, 339–351, doi:10.1002/ppp.1932, 2016.
- Ballantyne, C. K.: Paraglacial geomorphology, *Quat. Sci. Rev.*, 21, 1935–2017, 2002.
- Benn, D. I., Bolch, T., Hands, K., Gulley, J., Luckman, A., Nicholson, L. I., Quincey, D., Thompson, S., Toumi, R. and Wiseman, S.: Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards., *Earth Sci. Rev.*, 114, 156–174, 2012.
- Björnsson, H.: Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland, *Glob. Planet. Change*, 35(3), 255–271, doi:10.1016/S0921-8181(02)00130-3, 2003.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S. and Noetzi, J.: Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics, *Cryosph.*, 6(4), 807–820, doi:10.5194/tc-6-807-2012, 2012.
- Bommer, C., Phillips, M. and Arenson, L. U.: Practical recommendations for planning, constructing and maintaining infrastructure in mountain permafrost, *Permafr. Periglac. Process.*, 21, 97–104, 2010.
- Bottino, G., Chiarle, M., Joly, A. and Mortara, G.: Modelling rock avalanches and their relation to permafrost degradation in glacial environments, *Permafr. Periglac. Process.*, 13, 283–288, 2002.
- Budd, W. F. and Jacka, T. H.: A review of ice rheology for ice-sheet modeling, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 16, 107–144, 1989.
- Carey, M., Huggel, C., Bury, J., Portocarrero, C. and Haeblerli, W.: An integrated socio-environmental framework for glacier hazard management and climate change adaptation: lessons from Lake 513, Cordillera Blanca, Peru, *Clim. Change*, 112, 733–767, 2012.
- Carrivick, J. L. and Tweed, F. S.: A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods, *Glob. Planet. Change*, 144, 1–16, doi:10.1016/j.gloplacha.2016.07.001, 2016.
- Cenderelli, D. A. and Wohl, E. E.: Flow hydraulics and geomorphic effects of glacial-lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal, *Earth Surf. Process. Landforms*, 28(4), 385–407, doi:10.1002/esp.448, 2003.
- Chiarle, M., Iannotti, S., Mortara, G. and Deline, P.: Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps, *Glob. Planet. Change*, 56, 123–136, 2007.

- Coe, J. A., Bessette-Kirton, E. K. and Geertsema, M.: Increasing rock-avalanche size and mobility in Glacier Bay National Park and Preserve, Alaska detected from 1984 to 2016 Landsat imagery, *Landslides*, 1–15, doi:10.1007/s10346-017-0879-7, 2017.
- Cook, S. J. and Quincey, D. J.: Estimating the volume of Alpine glacial lakes, *Earth Surf. Dyn.*, 3(4), 559–575, doi:10.5194/esurf-3-559-2015, 2015.
- Corominas, J., Remondo, J., Farias, P., Esteveo, M., Zézere, J., Díaz deTerán, J., Dikau, R., Schrott, L., Moya, J. and González, A.: Debris Flow, in *Landslide Recognition*, edited by R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott, and M.-L. Ibsen, pp. 161–181, Springer-Verlag, Chichester, 1996.
- Costa, J. E.: Physical geomorphology of debris flows, in *Developments and Applications of Geomorphology*, edited by J. E. Costa and P. J. Fleisher, pp. 268–317, Springer-Verlag, Berlin, 1984.
- Cox, S. C., McSaveney, M. J., Spencer, J., Allen, S. K., Ashraf, S., Hancox, G. T., Sirguey, P., Salichon, J. and Ferris, B. G.: Rock avalanche on 14 July 2014 from Hillary Ridge, Aoraki/Mount Cook, New Zealand, *Landslides*, 12(2), 395–402, doi:10.1007/s10346-015-0556-7, 2015.
- Das, S., Kar, N. S. and Bandyopadhyay, S.: Glacial lake outburst flood at Kedarnath, Indian Himalaya: a study using digital elevation models and satellite images, *Nat. Hazards*, doi:10.1007/s11069-015-1629-6, 2015.
- Davies, M. C. R., Hamza, O., Lumsden, B. W. and Harris, C.: Laboratory measurements of the shear strength of ice-filled rock joints, *Ann. Glaciol.*, 31, 463–467, 2000.
- Davies, M. C. R., Hamza, O. and Harris, C.: The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities, *Permafr. Periglac. Process.*, 12, 69–77, 2001.
- Deline, P.: Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene, *Quat. Sci. Rev.*, 28, 1070–1083, 2008.
- Deline, P., Alberto, W., Broccolato, M., Hungr, O., Noetzi, J., Ravel, L. and Tamburini, A.: The December 2008 Crammont rock avalanche, Mont Blanc massif area, Italy, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 3307–3318, 2011.
- Deline, P., Gruber, S., Delaloye, R., Fischer, L., Geertsema, M., Giardino, M., Hasler, A., Kirkbride, M., Krautblatter, M., Magnin, F., McColl, S., Ravel, L. and Schoeneich, P.: Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions, in *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*, edited by W. Haeberli and C. Whiteman, Elsevier, Netherlands, USA, UK, 2015.
- Domnik, B., Pudasaini, S. P., Katzenbach, R. and Miller, S. A.: Coupling of full two-dimensional and depth-averaged models for granular flows, *J. Nonnewton. Fluid Mech.*, 201, 56–68, doi:10.1016/j.jnnfm.2013.07.005, 2013.
- Dramis, F., Govi, M., Guglielmin, M. and Mortara, G.: Mountain permafrost and slope instability in the Italian Alps: The Val Pola Landslide, *Permafr. Periglac. Process.*, 6, 73–82, 1995.
- Duvillard, P. A., Ravel, L. and Deline, P.: Risk assessment of infrastructure destabilisation due to global warming in the high French Alps, *Rev. Geogr. Alpine-Journal Alp. Res.*, 103, doi:10.4000/rga.2896, 2015.
- Dwivedi, R. D., Soni, A. K., Goel, R. K. and Dube, A. K.: Fracture toughness of rocks under sub-zero temperature conditions, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 37, 1267–1275, 2000.
- Eberhardt, E., Stead, D. and Coggan, J. S.: Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes—the 1991 Randa rockslide, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 41(1), 69–87, doi:10.1016/S1365-1609(03)00076-5, 2004.
- Etzelmüller, B., Hoelzle, M., Heggem, E. S. F., Isaksen, K., Mittaz, C., Vonder Mühl, D., Odegard, R. S., Haeberli, W. and Sollid, J. L.: Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost, *Nor. J. Geogr.*, 55, 186–194, 2001.
- Evans, S. G. and Clague, J. J.: Catastrophic rock avalanches in glacial environment, *Proc. 5th Int. Symposium Landslides*, July 10–15, 1988, 2, 1153–1158, 1988.
- Evans, S. G. and Clague, J. J.: Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments., *Geomorphology*, 10, 107–128, 1994.
- Evans, S. G. and Delaney, K. B.: Catastrophic Mass Flows in the Mountain Glacial Environment, in *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*, edited by W. Haeberli and C. Whiteman, pp. 568–606, Elsevier, 2015.
- Evans, S. G., Tutubalina, O. V., Drobyshev, V. N., Chernomoretz, S. S., McDougall, S., Petrakov, D. A. and Hungr, O.: Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002, *Geomorphology*, 105, 314–321, doi:10.1016/j.geomorph.2008.10.008, 2008.
- Evans, S. G., Bishop, N. F., Smoll, L. F., Murillo, P. V., Delaney, K. B. and Oliver-Smith, A.: A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru in 1962 and 1970, *Eng. Geol.*, 108, 96–118, doi:10.1016/j.enggeo.2009.06.020, 2009.

- Faillettaz, J., Funk, M. and Vincent, C.: Avalanching glacier instabilities: Review on processes and early warning perspectives, *Rev. Geophys.*, 53(2), 203–224, doi:10.1002/2014RG000466, 2015.
- Faillettaz, J., Funk, M. and Vagliasindi, M.: Time forecast of a break-off event from a hanging glacier, *Cryosph.*, 10, 1191–1200, doi:10.5194/tc-10-1191-2016, 2016.
- Fiddes, J., Endrizzi, S. and Gruber, S.: Large-area land surface simulations in heterogeneous terrain driven by global data sets: application to mountain permafrost, *Cryosph.*, 9, 411–426, 2015.
- Fiebiger, G.: Gefahrenzonenplanung in Österreich., *Wildbach und Lawinenverbau*, 61, 121–133, 1997.
- Fischer, L. and Huggel, C.: Methodical design for stability assessments of permafrost affected high-mountain rock walls, in *Ninth International Conference on Permafrost*, vol. 1, edited by D. L. Kane and K. M. Hinkel, pp. 439–444, Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks., 2008.
- Fischer, L., Kääb, A., Huggel, C. and Noetzi, J.: Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 761–772, 2006.
- Fischer, L., Amann, F., Moore, J. R. and Huggel, C.: Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland), *Eng. Geol.*, 116, 32–43, 2010.
- Fischer, L., Purves, R. S., Huggel, C., Noetzi, J. and Haeblerli, W.: On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 241–254, 2012.
- Fischer, L., Huggel, C., Kaab, A. and Haeblerli, W.: Slope failures and erosion rates on a glacierized high-mountain face under climatic changes, *Earth Surf. Process. Landforms*, 38, 836–846, doi:10.1002/esp.3355, 2013.
- Frank, F., McDardell, B. W., Huggel, C. and Vieli, A.: The importance of entrainment and bulking on debris flow runout modeling: examples from the Swiss Alps, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15(11), 2569–2583, doi:10.5194/nhess-15-2569-2015, 2015.
- Frey, H., Haeblerli, W., Linsbauer, A., Huggel, C. and Paul, F.: A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 339–352, 2010.
- Fujita, K., Sakai, A., Takenaka, S., Nuimura, T., Surazakov, A. B., Sawagaki, T. and Yamanokuchi, T.: Potential flood volume of Himalayan glacial lakes, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13(7), 1827–1839, doi:10.5194/nhess-13-1827-2013, 2013.
- Fujita, K., Inoue, H., Izumi, T., Yamaguchi, S., Sadakane, A., Sunako, S., Nishimura, K., Immerzeel, W. W., Shea, J. M., Kayashta, R. B., Sawagaki, T., Breashears, D. F., Yagi, H. and Sakai, A.: Anomalous winter snow amplified earthquake induced disaster of the 2015 Langtang avalanche in Nepal, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 1–27, doi:10.5194/nhess-2016-317, 2016.
- García, R., López, J. L., Noya, M., Bello, M. E., Bello, M. T., González, N., Chang, S. Y., Paredes, G., Vivas, M. I. and O'Brien, J. S.: Hazard mapping for debris-flow events debris flows and warning road traffic at in the alluvial fans of northern Venezuela bridges susceptible to debris-flow., in *Debris-Flow Hazards Mitigation*, pp. 589–599, Millpress, Rotterdam, 2003.
- Glamheden, R.: *Thermo-Mechanical Behaviour of Refrigerated Caverns in Hard Rock*, Chalmers University of Technology, Göteborg, 2001.
- Greenwood, J. R., Norris, J. E. and Wint, J.: Assessing the contribution of vegetation to slope stability, *Proc. Inst. Civ. Eng. - Geotech. Eng.*, 157(4), 199–207, doi:10.1680/geng.2004.157.4.199, 2004.
- Gruber, S. and Haeblerli, W.: Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change., *J. Geophys. Res.*, 112, 2007.
- Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. and Haeblerli, W.: Surface temperatures in steep alpine rock faces - a strategy for regional-scale measurement and modelling, in *PERMAFROST*, Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, vol. 1, edited by M. Phillips, S. M. Springman, and L. U. Arenson, pp. 325–330, Swets & Zeitlinger, Zurich, 2003.
- Gruber, S., Hoelzle, M. and Haeblerli, W.: Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, 2004.
- Guenzel, F.: Shear Strength of Ice-Filled Rock Joints, in *9th Int. Conf. on Permafrost*, vol. 1, edited by D. L. Kane and K. M. Hinkel, pp. 581–586, INE-UAF, Fairbanks, Alaska, US, 2008.
- Haeblerli, W.: Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps., *Ann. Glaciol.*, 4, 85–90, 1983.
- Haeblerli, W.: Investigating glacier-permafrost relationships in high-mountain area: historical background, selected examples and research needs, in *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*, vol. 242, edited by C. Harris and J. B. Murton, pp. 29–37, Geological Society Special Publication, London, 2005.

- Haerberli, W., Wegmann, M. and Vonder Mühl, D.: Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps., *Eclogae Geol. Helv.*, 90, 407–414, 1997.
- Haerberli, W., Huggel, C., Kääh, A., Polkvoj, A., Zotikov, I. and Osokin, N.: Permafrost conditions in the starting zone of the Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002 in North Ossetia (Russian Caucasus), in 8th Int. Conf. on Permafrost, pp. 49–50, Zurich, Switzerland, 2003.
- Haerberli, W., Huggel, C., Kääh, A., Oswald, S., Polkvoj, A., I., Z. and Osokin, N.: The Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002 – an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia (Russian Caucasus)., *J. Glaciol.*, 50, 533–546, 2004.
- Haerberli, W., Schaub, Y. and Huggel, C.: Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges, *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2016.02.009, 2016.
- Hallet, B., Walder, J. S. and Stubbs, C. W.: Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained sub-zero temperatures: verification from an experimental study using acoustic emissions, *Permafr. Periglac. Process.*, 2, 283–300, 1991.
- Hancox, G. T. and Thomson, R.: The January 2013 Mt Haast Rock Avalanche The January 2013 Mt Haast Rock Avalanche and Ball Ridge Rock Fall in Aoraki / Mt Cook National Park , New Zealand, 2013.
- Hancox, G. T., McSaveney, M. J., Davies, T. R. and Hodgson, K.: Mt Adams rock avalanche of 6 October 1999 and subsequent formation and breaching of a large landslide dam in Poerua River, Westland, New Zealand. GNS Science report 99/19, Institute of Geological and Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand, 1999.
- Harris, C.: Climate Change, Mountain Permafrost Degradation and Geotechnical Hazard, in *Global Change and Mountain Regions. An Overview of Current Knowledge*, edited by U. M. Huber, H. K. M. Bugmann, and M. A. Reasoner, pp. 215–224, Springer, Dordrecht, 2005.
- Harrison, W. D., Osipova, G. B., Nosenko, G. A., Espizua, L., Kääh, A., Fischer, L., Huggel, C., Burns, P. A. C., Truffer, M. and Lai, A. W.: Glacier Surges, in *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*, edited by W. Haerberli and C. Whiteman, pp. 437–485, Elsevier, 2014.
- Hasler, A., Talzi, I., Beutel, J., Tschudin, C. and Gruber, S.: Wireless Sensor Networks in Permafrost Research: Concept, Requirements, Implementation, and Challenges, in 9th Int. Conf. on Permafrost, vol. 1, edited by D. L. Kane and K. M. Hinkel, pp. 669–674, INE-UAF, Fairbanks, Alaska, US, 2008.
- Hauck, C.: New concepts in geophysical surveying and data interpretation for permafrost terrain, *Permafr. Periglac. Process.*, 24, 131–137, 2013.
- Hauck, C., Bottcher, M. and Maurer, H.: A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets, *Cryosphere*, 5, 453–468, doi:10.5194/tc-5-453-2011, 2011.
- Heincke, B., Maurer, H., Green, A. G., Willenberg, H., Spillmann, T. and Burlini, L.: Characterizing an unstable mountain slope using shallow 2-D and 3-D seismic tomography, *Geophysics*, 71, 241–256, doi:10.1190/1.2338823, 2006.
- Hewitt, K., Clague, J. J. and Orwin, J. F.: Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes, *Earth-Science Rev.*, 87, 1–38, 2008.
- Highland, L. and Bobrowsky, P.: *The Landslide Handbook— A Guide to Understanding Landslides*, U.S. Geological Survey Circular 1325, Virginia, 2008.
- Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., Scherler, M., Schudel, L., Voelksch, I., Muehl, D. V and Maeusbacher, R.: Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps, *J. Geophys. Res. - Earth Surf.*, 113, F01590, doi:10.1029/2007JF000799, 2008.
- Hoek, E. and Bray, J. W.: *Rock slope engineering*, The Institution for Mining and Metallurgy, London, 1981.
- Hooke, R. L., Gould, J. E. and Brozozowski, J.: No Title, *Zeitschrift für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, 19(1), 1–25, 1983.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B. and Zimmermann, M.: Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13(4), 869–885, doi:10.5194/nhess-13-869-2013, 2013.
- Howarth, J. D., Fitzsimons, S. J., Norris, R. J. and Jacobsen, G. E.: Lake sediments record cycles of sediment flux driven by large earthquakes on the Alpine fault, New Zealand. *Geology*, 40(12), 1091–1094, doi:10.1130/G33486.1, 2012.
- Huggel, C.: Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation, *Quat. Sci. Rev.*, 28, 1119–1130, 2009.

- Huggel, C., Kääh, A., Haerberli, W., Teyssiere, P. and Paul, F.: Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps, *Can. Geotech. J.*, 39, 316–330, 2002.
- Huggel, C., Kääh, A., Haerberli, W. and Krummenacher, B.: Regional-scale GIS-models for assessments of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps., *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 647–662, 2003.
- Huggel, C., Haerberli, W., Kääh, A., Bieri, D. and Richardson, S.: An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps, *Can. Geotech. J.*, 41, 1068–1083, 2004a.
- Huggel, C., Kääh, A. and Salzmann, N.: GIS-based modeling of glacial hazards and their interactions using Landsat-TM and IKONOS imagery, *Nor. J. Geogr.*, 58, 61–73, 2004b.
- Huggel, C., Zraggen-Oswald, S., Haerberli, W., Kääh, A., Polkvoj, A., Galushkin, I. and Evans, S. G.: The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility and application of QuickBird satellite imagery, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 173–187, 2005.
- Huggel, C., Caplan-Auerbach, J., Waythomas, C. F. and Wessels, R.: Monitoring and modeling ice-rock avalanches from ice-capped volcanoes: A case study of frequent large avalanches on Iliamna Volcano, Alaska, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 168, 114–136, 2007a.
- Huggel, C., Ceballos, J. L., Pulgarín, B., Ramírez, J. and Thouret, J.-C.: Review and reassessment of hazards owing to volcano–glacier interactions in Colombia, *Ann. Glaciol.*, 45(1), 128–136, doi:10.3189/172756407782282408, 2007b.
- Huggel, C., Caplan-Auerbach, J., Gruber, S., Molnia, B. and Wessels, R.: The 2005 Mt. Steller, Alaska, rock-ice avalanche: A large slope failure in cold permafrost, in *Ninth International Conference on Permafrost*, vol. 1, edited by D. L. Kane and K. M. Hinkel, pp. 747–752, Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks., 2008.
- Huggel, C., Salzmann, N., Allen, S., Caplan-Auerbach, J., Fischer, L., Haerberli, W., Larsen, C., Schneider, D. and Wessels, R.: Recent and future warm extreme events and high-mountain slope stability, *Philos. Trans. R. Soc. a-Mathematical Phys. Eng. Sci.*, 368, 2435–2459, 2010.
- Huggel, C., Allen, S., Deline, P., Fischer, L., Noetzli, J. and Raveland, L.: Ice thawing, mountains falling—are alpine rock slope failures increasing?, *Geol. Today*, 28, 98–104, 2012.
- Humbert, M.: Risk mapping of areas exposed to movements of soil and sub-soil: French “ZERMOS” maps, *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, 16, 80–82, 1977.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J. and Hutchinson, J. N.: A review of the classification of landslides of the flow type, *Environ. Eng. Geosci.*, 7(3), 221–238, doi:10.2113/gseegeosci.7.3.221, 2001.
- Hürlimann, M., Copons, R. and Altimir, J.: Detailed debris flow hazard assessment in Andorra: A multidisciplinary approach, , doi:10.1016/j.geomorph.2006.02.003, 2006.
- Huss, M. and Hock, R.: A new model for global glacier change and sea-level rise, *Front. Earth Sci.*, 3, 54, doi:10.3389/feart.2015.00054, 2015.
- Huss, M., Bauder, A., Werder, M., Funk, M. and Hock, R.: Glacier-dammed lake outburst events of Gornesse, Switzerland, *J. Glaciol.*, 53(1), 189–200, 2007.
- Inada, Y. and Yokota, K.: Some Studies of Low-Temperature Rock Strength, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 21, 145–153, 1984.
- IPCC: Summary for Policymakers. Working Group II Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report Climate Change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2014.
- Iverson, R. M.: The physics of debris flows, *Rev. Geophys.*, 35, 245–296, 1997.
- Jakob, M.: Debris-flow hazard analysis, in *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, edited by M. Jakob and O. Hungr, pp. 411–443, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 2005.
- Jia, H., Xiang, W. and Krautblatter, M.: Quantifying rock fatigue and decreasing compressive and tensile strength after repeated freeze-thaw cycles, *Permafr. Perigl. Process.*, doi:10.1002/ppp.1857, 2015.
- Jia, H., Leith, K. and Krautblatter, M.: Path-Dependent Frost-Wedging Experiments in Fractured, Low-Permeability Granite, *Permafr. Perigl. Process.*, in press, 2017.
- Jomelli, V., Pech, V. P., Chochillon, C. and Brunstein, D.: Geomorphic Variations of Debris Flows and Recent Climatic Change in the French Alps, *Clim. Change*, 64(1/2), 77–102, doi:10.1023/B:CLIM.0000024700.35154.44, 2004.
- Jomelli, V., Brunstein, D., Grancher, D. and Pech, P.: Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps), , doi:10.1007/s10584-006-9209-0, 2007.

Kääb, A., Reynolds, J. M. and Haeblerli, W.: Glacier and Permafrost Hazards in High Mountains, in *Global Change and Mountain Regions. An Overview of Current Knowledge*, edited by U. M. Huber, H. K. M. Bugmann, and M. A. Reasoner, pp. 225–234, Springer, Dordrecht, 2005.

Kääb, A., Frauenfelder, R. and Roer, I.: On the response of rockglacier creep to surface temperature increase, *Glob. Planet. Change*, 56, 172–187, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.005, 2007.

Kafle, J., Pokhrel, P. R., Khattri, K. B., Kattel, P., Tuladhar, B. M., Pudasaini, S. P. and Kafle, J.: Landslide-generated tsunami and particle transport in mountain lakes and reservoirs, *Earth Surf. Process. Landforms*, 37, 232–244, doi:10.1002/esp.3374, 2016.

Kargel, J., Leonard, G., Shugar, D. H., Haritashya, U. K., Bevington, A. and Fielding, E. J.: Geomorphic and geologic controls of geohazards induced by Nepal's 2015 Gorkha earthquake, *Science* (80-.), 351, doi:10.1126/science.aac8353, 2016.

Keefer, D. K.: The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions, *Geomorphology*, 10, 265–284, 1994.

Kenner, R., Buhler, Y., Delaloye, R., Ginzler, C. and Phillips, M.: Monitoring of high alpine mass movements combining laser scanning with digital airborne photogrammetry, *Geomorphology*, 206, 492–504, doi:10.1016/j.geomorph.2013.10.020, 2014.

Keuschnig, M., Krautblatter, M., Hartmeyer, I., Fuss, C. and Schrott, L.: Automated Electrical Resistivity Tomography Testing for Early Warning in Unstable Permafrost Rock Walls Around Alpine Infrastructure, *Permafr. Periglac. Process.*, n/a-n/a, doi:10.1002/ppp.1916, 2016.

Korup, O. and Tweed, F.: Ice, moraine, and landslide dams in mountainous terrain, *Quaternary Sci. Rev.*, 26, 3406–3422, 2007.

Krautblatter, M. and Draebing, D.: Pseudo 3D - P-wave refraction seismic monitoring of permafrost in steep unstable bedrock, *J. Geophys. Res. - Earth Surf.*, VOL. 119, 287–299, doi:10.1002/2012JF002638, 2014.

Krautblatter, M., Funk, D. and Guenzel, F. K.: Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space, *Earth Surf. Process. Landforms*, 38, 876–887, doi:10.1002/esp.3374, 2013.

Künzler, M., Huggel, C. and Ramírez, J. M.: A risk analysis for floods and lahars: case study in the Cordillera Central of Colombia, *Nat. Hazards*, 64(1), 767–796, doi:10.1007/s11069-012-0271-9, 2012.

Larsson, S.: Geomorphological Effects on the Slopes of Longyear Valley, Spitsbergen, after a Heavy Rainstorm in July 1972, *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 64(3/4), 105, doi:10.2307/520639, 1982.

Li, N., Zhang, P., Chen, Y. and Swoboda, G.: Fatigue properties of cracked, saturated and frozen sandstone samples under cyclic loading, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 40, 145–150, 2003.

Lin, C., Liu, J. and Zhang, X.: Development of Innovative Antifreeze Grout Mortar for Anchor Applications in Cold Regions, *Transp. Res. Rec.*, 1–12, doi:10.3141/2508-01, 2015.

Linsbauer, A., Paul, F. and Haeblerli, W.: Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: application of a fast and robust approach., *J. Geophys. Res.*, 117, doi: 10.1029/2011JF002313, 2012.

Linsbauer, A., Frey, H., Haeblerli, W., Machguth, H., Azam, M. F. and Allen, S.: Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya–Karakoram region, *Ann. Glaciol.*, 57, 119–130, 2016.

Lliboutry, L., Morales, A. B., Pautre, A. and Schneider, B.: Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. I. Historic failure of morainic dams, their causes and prevention, *J. Glaciol.*, 18, 239–254, 1977.

Magnin, F., Krautblatter, M., Deline, P., Ravanel, L., Malet, E. and Bevington, A.: Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography, *J. Geophys. Res. Surf.*, 120, 745–762, 2015.

Major, J. J. and Newhall, C. G.: Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods, *Bull. Volcanol.*, 52(1), 1–27, doi:10.1007/BF00641384, 1989.

Mathew, J., Giri Babu, D., Kundu, S., Vinod Kumar, K. and Pant, C. C.: Integrating intensity–duration–based rainfall threshold and antecedent rainfall-based probability estimate towards generating early warning for rainfall-induced landslides in parts of the Garhwal Himalaya, India., *Landslides*, 11, 575–588, 2014.

Matsuoka, N. and Murton, J.: Frost weathering: recent advances and future directions, *Permafr. Periglac. Process.*, 19(2), 195–210, doi:10.1002/ppp.620, 2008.

McCull, S.: Paraglacial rock-slope stability, *Geomorphology*, 153–154, 1–16, 2012.

McCull, S. T. and Davies, T. R. H.: Large ice-contact slope movements: glacial buttressing, deformation and erosion, *Earth Surf. Process. Landforms*, 38(10), 1102–1115, doi:10.1002/esp.3346, 2013.

- McKillop, R. J. and Clague, J. J.: Statistical, remote sensing-based approach for estimating the probability of catastrophic drainage from moraine-dammed lakes in southwestern British Columbia, *Glob. Planet. Change*, 56, 153–171, 2007.
- McSaveney, M. J.: Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand, *Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol.*, XV, 35–69, 2002.
- Mellor, M.: Mechanical Properties of Rocks at Low Temperatures, in 2nd Int. Conference on Permafrost, pp. 334–344, Yakutsk, Russia, 1973.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P. and Wilbanks, T. J.: The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, 463(7282), 747–756, doi:10.1038/nature08823, 2010.
- Murton, J., Kuras, O., Krautblatter, M., Cane, T., Tschofen, D., Uhlemann, S., Schober, S. and Watson, P.: Monitoring rock freezing and thawing by novel geoelectrical and acoustic techniques, *J. Geophys. Res. – Earth Surface*, 2016.
- Murton, J. B., Peterson, R. and Ozouf, J.-C.: Bedrock Fracture by Ice Segregation in Cold Regions, *Science* (80), 314, 1127–1129, doi:10.1126/science.1132127, 2006.
- Narama, C., Duishonakunov, M., Kääh, A., Daiyrov, M. and Abdrakhmatov, K.: The 24 July 2008 outburst flood at the western Zyndan glacier lake and recent regional changes in glacier lakes of the Teskey Ala-Too range, Tien Shan, Kyrgyzstan, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10(4), 647–659, 2010.
- Narama, C., Daiyrov, M., Tadono, T., Yamamoto, M., Kääh, A., Morita, R., Ukita, J. and Shan, T.: Seasonal drainage of supraglacial lakes on debris-covered glaciers in the Tien Shan Mountains, Central Asia, 2017.
- Noetzli, J., Hoeltzle, M. and Haeblerli, W.: Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors, in PERMAFROST, Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, vol. 2, edited by M. Phillips, S. M. Springman, and L. U. Arenson, pp. 827–832, Swets & Zeitlinger, Zurich, Switzerland, 2003.
- O'Connor, J. E., Hardison, J. H. and Costa, J. E.: Debris flows from failures of Neoglacial-Age moraine dams in the Three Sisters and Mount Jefferson wilderness areas, Oregon., *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1606, 2001.
- Pantelidis, L.: Rock slope stability assessment through rock mass classification systems, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 46(2), 315–325, doi:10.1016/j.ijrmms.2008.06.003, 2009.
- Paranunzio, R., Laio, F., Nigrelli, G. and Chiarle, M.: A method to reveal climatic variables triggering slope failures at high elevation, *Nat. Hazards*, 76(2), 1039–1061, doi:10.1007/s11069-014-1532-6, 2015.
- Paranunzio, R., Laio, F., Chiarle, M., Nigelli, G. and Guzzetti, F.: Climate anomalies associated with the occurrence of rockfalls at high-elevation in the Italian Alps, *Nat. Hazards Earth Syst. Process.*, doi:10.5194/nhess-16-2085-2016, 2016.
- Pastor, M., Herreros, I., Fernández Merodo, J. A., Mira, P., Haddad, B., Quecedo, M., González, E., Alvarez-Cedrón, C. and Dremptic, V.: Modelling of fast catastrophic landslides and impulse waves induced by them in fjords, lakes and reservoirs, *Eng. Geol.*, 109(1), 124–134, doi:10.1016/j.enggeo.2008.10.006, 2009.
- Perov, V., Chernomorets, S., Budarina, O., Savernyuk, E. and Leontyeva, T.: Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events, *Nat. Hazards*, 1–37, doi:10.1007/s11069-017-2841-3, 2017.
- Phillips, M., Haberkorn, A., Draebing, D., Krautblatter, M., Rhyner, H. and Kenner, R.: Seasonally intermittent water flow through deep fractures in an Alpine Rock Ridge: Gemsstock, Central Swiss Alps, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 125, 117–127, doi:10.1016/j.coldregions.2016.02.010, 2016.
- Phillips, M. L. B.-P.: Influences of snow supporting structures on the thermal regime of the ground in alpine permafrost terrain, Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, 2000.
- Pierson, T. C., Janda, R. J., Thouret, J.-C. and Borrero, C. A.: Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 41(1–4), 17–66, doi:10.1016/0377-0273(90)90082-Q, 1990.
- Pläskén, R., Keuschnig, M. and Krautblatter, M.: Systematic derivation of anchoring forces in permafrost-affected bedrock, *Geophys. Res. Abstr.*, 19, 14476, 2017.
- Pogrebiskiy, M. I. and Chernyshev, S. N.: Determination of the Permeability of the Frozen Fissured Rock Massif in the Vicinity of the Kolyma Hydroelectric Power Station, *Cold Reg. Res. Eng. Lab. - Draft Transl.*, 634, 1–13, 1977.
- Pralong, A. and Funk, M.: On the instability of avalanching glaciers, *J. Glaciology*, 52, 31–48, 2006.
- Quincey, D. J., Richardson, S. D., Luckman, A., Lucas, R. M., Reynolds, J. M., Hambrey, M. J. and Glasser, N. F.: Early recognition of glacial lake hazards in the Himalaya using remote sensing datasets, *Glob. Planet. Change*, 56, 137–152, 2007.

- Raetzo, H., Lateltin, O., Bollinger, D. and Tripet, J. P.: Hazard assessment in Switzerland - Codes of Practice for mass movements, *Bull Eng Geol Ev*, 61, 263–268, 2002.
- Ravelin, L. and Deline, P.: Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the "Little Ice Age," *The Holocene*, 21(2), 357–365, doi:10.1177/0959683610374887, 2011.
- Ravelin, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S. and Ravello, M.: Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008, *Landslides*, 7, 493–501, 2010.
- Rebetz, M., LUGON, R. and BAERISWYL, P.-A.: CLIMATIC CHANGE AND DEBRIS FLOWS IN HIGH MOUNTAIN REGIONS: THE CASE STUDY OF THE RITIGRABEN TORRENT (SWISS ALPS), *Clim. Change*, 36(3/4), 371–389, doi:10.1023/A:1005356130392, 1997.
- Richardson, S. D. and Reynolds, J. M.: An overview of glacial hazards in the Himalayas, *Quat. Int.*, 65/66, 31–47, 2000a.
- Richardson, S. D. and Reynolds, J. M.: Degradation of ice-cored moraine dams: implications for hazard development, in *Debris-covered Glaciers. Proceedings of a workshop held at Seattle, Washington, U.S.A.*, edited by M. Nakawo, C. F. Raymond, and A. Fountain, pp. 187–198, IAHS Publication, Wallingford, 2000b.
- Rickenmann, D. and Zimmermann, M.: The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis, *Geomorphology*, 8, 175–189, 1993.
- Roberts, M. J.: Jökulhlaups: A reassessment of floodwater flow through glaciers, *Rev. Geophys.*, 43(1), RG1002, doi:10.1029/2003RG000147, 2005.
- Roberti, G., Ward, B., van Wyk de Vries, B., Friele, P.A., Perotti, L., Clague, J.J. and Giardino, M.: Precursory slope distress leading up to the 2010 Mount Meager landslide, British Columbia, *Landslides*, 10.1007/s10346-017-0901-0, 2017.
- Rounce, D. R., Mckinney, D. C., Lala, J. M., Byers, A. C. and Watson, C. S.: A new remote hazard and risk assessment framework for glacial lakes in the Nepal Himalaya, *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 20, 3455–3475, doi:10.5194/hess-20-3455-2016, 2016.
- Rounce, D. R., Byers, A. C., Byers, E. A. and Mckinney, D. C.: Brief communication: Observations of a glacier outburst flood from Lhotse Glacier, Everest area, Nepal, *Cryosph.*, 11, 443–449, doi:10.5194/tc-11-443-2017, 2017.
- Sanderson, T.: *Ice mechanics and risks to offshore structures*, Springer, Amsterdam, 1988.
- Sass, O.: Rock moisture measurements: techniques, results, and implications for weathering, *Earth Surf. Process. Landforms*, 30, 359–374, 2005.
- Sattler, K.: *Periglacial Preconditioning of Debris Flows in the Southern Alps*, New Zealand, 2014.
- Schaub, Y., Haeblerli, W., Huggel, C., Künzler, M. and Bründl, M.: Landslides and new lakes in deglaciating areas: a risk management framework, in *Landslide Science and Practice*, edited by C. Margottini, P. Canuti, and K. Sassa, pp. 31–38, Springer, Berlin Heidelberg, 2013.
- Schaub, Y., Huggel, C. and Cochachin, A.: Ice-avalanche scenario elaboration and uncertainty propagation in numerical simulation of rock-/ice-avalanche-induced impact waves at Mount Hualcán and Lake 513, Peru, *Landslides*, doi:10.1007/s10346-015-0658-2, 2015.
- Schneider, D., Huggel, C., Haeblerli, W. and Kaitna, R.: Unraveling driving factors for large rock-ice avalanche mobility, *Earth Surf. Process. Landforms*, 36, 1948–1966, 2011.
- Schneider, D., Huggel, C., Cochachin, A., Guillén, S. and García, J.: Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, Carhuaz, Peru, *Adv. Geosci*, 35, 145–155, doi:10.5194/adgeo-35-145-2014, 2014.
- Schneider, J. F., Gruber, F. E. and Mergili, M.: Recent Cases and Geomorphic Evidence of Landslide-Dammed Lakes and Related Hazards in the Mountains of Central Asia, in *Landslide Science and Practice*, pp. 57–64, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 2013.
- Schneuwly-Bollschweiler, M. and Stoffel, M.: Hydrometeorological triggers of periglacial debris flows in the Zermatt valley (Switzerland) since 1864, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 117(F2), n/a-n/a, doi:10.1029/2011JF002262, 2012.
- Schwanghart, W., Bernhardt, A., Stolle, A., Hoelzmann, P., Adhikari, B. R., Andermann, C., Tofelde, S., Merchel, S., Rugel, G., Fort, M. and Korup, O.: Repeated catastrophic valley infill following medieval earthquakes in the Nepal Himalaya, *Science* (80-.), 351(6269), 2016a.

- Schwanghart, W., Worni, R., Huggel, C., Stoffel, M. and Korup, O.: Uncertainty in the Himalayan energy–water nexus: estimating regional exposure to glacial lake outburst floods, *Environ. Res. Lett.*, 11(7), 74005, doi:10.1088/1748-9326/11/7/074005, 2016b.
- Seinova, I. B., Andreev, B., Krylenko, N., Chernomorets, S. S. and Lomonosov, M. V: REGIONAL SHORT-TERM FORECAST OF DEBRIS FLOW INITIATION FOR GLACIATED HIGH MOUNTAIN ZONE OF THE CAUCASUS, *Ital. J. Eng. Geol. Environment.*, doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-109, 2011.
- Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C. and Zhang, X.: Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment, in *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, edited by C. B. Field, V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J. Dokken, K. L. Ebi, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, G. K. Plattner, S. K. Allen, M. Tignor, and P. M. Midgley, pp. 109–230, Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 2012.
- Seynova, I. B., Chernomorets, S. S., Dokukin, M. D., Petrakov, D. A., Savernyuk, E. A., Lukashov, A. A. and Belousova, E. A.: Formation of water flow in lahars from active glacier-clad volcanoes, *Earth's Cryosph.*, in press, 2017.
- Shugar, D. H., Rabus, B. T., Clague, J. J. and Capps, D. M.: The response of Black Rapids Glacier, Alaska, to the Denali earthquake rock avalanches, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 117(F1), n/a-n/a, doi:10.1029/2011JF002011, 2012.
- Stoffel, M. and Bollschweiler, M.: Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 187–202, 2008.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M. and Beniston, M.: Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences-potential future evolutions, *Clim. Change*, 105, 263–280, 2011.
- Stokes, C. R., Gurney, S. D., Shahgedanova, M. and Popovnin, V.: Late-20th-century changes in glacier extent in the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, *J. Glaciol.*, 52(176), 99–109, doi:10.3189/172756506781828827, 2006.
- Tang, G. Z. and Wang, X. H.: Modeling the thaw boundary in broken rock zones in permafrost in the presence of surface water flows, *Tunn. Undergr. Sp. Technol.*, 21, 684–689, 2006.
- Temme, A. J. A. M.: Using Climber's Guidebooks to Assess Rock Fall Patterns Over Large Spatial and Decadal Temporal Scales: An Example from the Swiss Alps, *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 97(4), 793–807, doi:10.1111/geoa.12116, 2015.
- Thouret, J.-C.: Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 41(1–4), 177–201, doi:10.1016/0377-0273(90)90088-W, 1990.
- Tian, L., T., Y., Gao, Y., Thompson, L., Mosley-Thompson, E., Muhammad, S., Zong, J., Wang, C., Jin, S. and Li, Z.: Two glaciers collapse in western Tibet, *J. Glaciology*, 63, 194–197, 2017.
- Tobler, D., Kull, I., Jacquemart, M. and Haehlen, N.: Hazard Management in a Debris Flow Affected Area: Case Study from Spreitgraben, Switzerland, in *Landslide Science for a Safer Geoenvironment*, edited by K. Sassa, P. Canuti, and Y. Yin, pp. 25–30, Springer International Publishing, 2014.
- UNISDR: UNISDR Terminology on Disaster Risk Reduction, United Nations, Geneva., 2009.
- Vallance, J. W., Cunico, M. L. and Schilling, S. P.: Debris-flow hazards caused by hydrologic events at Mount Rainier, Washington. Open-file Report 03-368.e, Vancouver, Washington, 2003.
- Vaughan, D. G., Comiso, J. C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K. and Zhang, T.: Observations: Cryosphere, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley, pp. 317–382, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- Vilímek, V., Emmer, A., Huggel, C., Schaub, Y. and Würmli, S.: Database of glacial lake outburst floods (GLOFs)–IPL project No. 179, *Landslides*, 11(1), 161–165, doi:10.1007/s10346-013-0448-7, 2014.
- Voight, B.: The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe: anatomy and retrospection, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44(3–4), 349–386, doi:10.1016/0377-0273(90)90027-D, 1990.
- Waitt, R. B., Pierson, T. C., Macleod, N. S., Janda, R. J., Voight, B. and Holcomb, R. T.: Eruption-Triggered Avalanche, Flood, and Lahar at Mount St. Helens--Effects of Winter, *Science (80-.)*, 221(4618), 1394–1397, 1983.
- Watson, C. S., Carrivick, J. and Quincey, D.: An improved method to represent DEM uncertainty in glacial lake outburst flood propagation using stochastic simulations, *J. Hydrol.*, 529, 1373–1389, doi:10.1016/j.jhydrol.2015.08.046, 2015.

- Waythomas, C. F., Watts, P., Shi, F. and Kirby, J. T.: Pacific Basin tsunami hazards associated with mass flows in the Aleutian arc of Alaska, *Quat. Sci. Rev.*, 28(11), 1006–1019, doi:10.1016/j.quascirev.2009.02.019, 2009.
- Wegmann, M.: *Frostdynamik in hochalpinen Felswänden am Beispiel der Region Jungfraujoch - Aletsch*, ETH Zurich, Zurich., 1998.
- Wegmann, M., Gudmundsson, G. H. and Haeberli, W.: Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers: a thermal modelling approach., *Permafr. Periglac. Process.*, 9, 23–33, 1998.
- Westoby, M. J., Glasser, N. F., Brasington, J., Hambrey, M. J., Quincey, D. J. and Reynolds, J. M.: Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes, *Earth-Science Rev.*, 134, 137–159, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.009, 2014.
- van der Woerd, J., Owen, L. A., Tapponnier, P., Xiwei, X., Kervyn, F., Finkel, R. C. and Barnard, P. L.: Giant, ~M8 earthquake-triggered ice avalanches in the eastern Kunlun Shan, northern Tibet: Characteristics, nature and dynamics, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 116(3), 394, doi:10.1130/B25317.1, 2004.
- Worni, R., Huggel, C., Stoffel, M. and Pulgarin, B.: Challenges of modeling current very large lahars at Nevado del Huila Volcano, Colombia, *Bull. Volcanol.*, 74, 309–324, 2012.
- Worni, R., Huggel, C. and Stoffel, M.: Glacier lakes in the Indian Himalayas – From an area-wide glacial lake inventory to on-site and modeling based risk assessment of critical glacial lakes, *Sci. Total Environ.*, 468–469, s71–s84, 2013.
- Worni, R., Huggel, C., Clague, J. J., Schaub, Y. and Stoffel, M.: Coupling glacial lake impact, dam breach, and flood processes: A modeling perspective, *Geomorphology*, 224, 161–176, doi:10.1016/j.geomorph.2014.06.031, 2014.
- Xu, C., Xu, X., Tian, Y., Shen, L., Yao, Q., Huang, X., Ma, J., Chen, X. and Ma, S.: Two comparable earthquakes produced greatly different coseismic landslides: The 2015 Gorkha, Nepal and 2008 Wenchuan, China events, *J. Earth Sci.*, 27(6), 1008–1015, doi:10.1007/s12583-016-0684-6, 2016.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M. and Paul, F.: Alpine glaciers to disappear within decades?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2006GL026319, 2006.
- Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S. U., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlström, A. P., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L. N., Cáceres, B. E. and Sangewar, C. V.: Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century, *J. Glaciol.*, 61(228), 754–762, doi:10.3189/2015JoG15J017, 2015.
- Zimmermann, M. and Haeberli, W.: Climatic change and debris flow activity in high mountain areas: a case study in the Swiss Alps, *Catena Suppl.*, 22, 49–72, 1992.



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Swiss Confederation

Swiss Agency for Development
and Cooperation SDC



PROYECTO
GLACIARES+

Más allá de los riesgos hacia
las oportunidades



University of
Zurich^{UZH}



care

GAPHAZ

A Scientific Standing Group of
the International Association
of Cryospheric Sciences
IACS and the International
Permafrost Association IPA



IUGG



IACS

International Association
of Cryospheric Sciences



PROTEZIONE CIVILE
Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile