



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

Scuola di Dottorato di Ricerca Territorio, Ambiente, Risorse e Salute

Indirizzo: Idronomia Ambientale

Ciclo XXVIII

**ANALISI SPERIMENTALE DELLE SCABREZZE DI SUPERFICIE E DI
FONDO PER LA MODELLAZIONE DINAMICA
DEI FLUSSI TORRENTIZI E DELLA CADUTA MASSI**

Direttore della Scuola: Ch.mo Prof. Mario Aristide Lenzi

Supervisore: Ch.mo Prof. Vincenzo D'Agostino

Dottorando: Tamara Michelini

Negli ultimi decenni, si sta assistendo al crescente verificarsi di eventi calamitosi: nelle zone di montagna frane, valanghe, alluvioni e colate detritiche causano gravi danni materiali e perdite di vite umane. Le cause principali sono da attribuire alla maggiore frequenza del verificarsi di eventi idrometeorologici estremi, probabilmente correlati ai cambiamenti climatici, e all'aumento della popolazione vulnerabile. Predire le distanze di arresto, le traiettorie e le velocità di tali processi, in rapida evoluzione sui versanti, rappresenta una fase particolarmente importante nella valutazione del pericolo nei bacini alpini. Ciò comprende la previsione delle zone di potenziale minaccia e la loro mappatura in funzione della distribuzione dei parametri di intensità del fenomeno. Per mettere in atto una protezione dai pericoli naturali è necessario comprendere i meccanismi che ne regolano il comportamento durante le tre fasi di innesco, propagazione e arresto. Nella definizione di tale comportamento, oltre che le caratteristiche del flusso, particolare importanza riveste l'interazione tra la massa in movimento, la superficie di scorrimento e gli elementi presenti su di essa. Riuscire a quantificare la resistenza offerta dalla topografia rappresenta uno dei punti chiave della modellazione di tutti i processi naturali di tipo gravitativo ed è legata alla definizione di parametri di scabrezza in grado di descrivere, più o meno dettagliatamente, la topografia della superficie di scorrimento. Attualmente non esiste un'univoca definizione di scabrezza ampiamente accettata, inoltre non esiste un metodo standardizzato per caratterizzarla quantitativamente: negli anni sono stati proposti un gran numero di parametri più o meno complessi. Inoltre, la presenza di un popolamento forestale, accanto ad una funzione di stabilizzazione dei versanti dall'erosione diffusa o incanalata (protezione indiretta), è in grado di assolvere anche una funzione di protezione diretta nei confronti di fenomeni quali valanghe, caduta massi, scivolamenti superficiali e colate detritiche.

Nello studio e nella gestione dei pericoli naturali (valanghe, inondazioni, colate detritiche, caduta massi e frane) vi è una forte necessità di ricorrere all'impiego di modelli numerici per la simulazione del loro comportamento e per valutare l'interazione che nasce tra un processo e le misure di mitigazione messe in atto e mapparne il rischio. Le attuali esigenze richiedono, infatti, lo sviluppo di strumenti di supporto alla pianificazione e di metodi operativi di monitoraggio basati su algoritmi di analisi automatizzati, al fine di ridurre il divario temporale tra l'acquisizione, l'elaborazione e l'applicazione dei dati. In tale contesto, i modelli digitali di elevazione del terreno (*Digital Terrain Models, DTM*) rappresentano un'importante informazione che consente la mappatura, il monitoraggio e l'analisi dei fattori di predisposizione e scatenanti i pericoli naturali, nonché la modellazione numerica dei processi di propagazione e arresto.

Questa ricerca è finalizzata allo studio dei meccanismi di resistenza al moto nei corsi d'acqua montani e sui versanti per comprendere meglio le dinamiche di esplicazione dei diversi processi naturali. In particolare il ruolo svolto dalla topografia locale e gli effetti della presenza della vegetazione arborea. Gli intenti scientifici sono quindi quelli di analizzare in modo approfondito le interazioni tra i singoli processi naturali, la superficie di scorrimento e il soprassuolo arboreo nella definizione delle resistenza al moto. L'indagine è stata condotta attraverso osservazioni e rilievi di campo relativi a due eventi reali di *debris flow* ed un evento di *rockfall*; inoltre, sono stati condotti test in scala ridotta di *debris flow* e in scala reale di caduta massi e correnti idrauliche.

Gli obiettivi del progetto sono stati strutturati su tre tematiche principali:

1. fornire una revisione critica delle procedure utilizzate in letteratura per la stima della resistenza al moto nei confronti dei singoli processi consideranti;
2. esaminare le possibili interrelazioni tra il processo e gli elementi di scabrezza, in particolare la morfologia e la topografia del terreno e la vegetazione arborea ed arbustiva;
3. definire una nuova metodologia per la quantificazione della scabrezza superficiale spazialmente distribuita, in grado di rappresentare gli effetti dell'irregolarità del terreno e implementarla all'interno di un programma di modellazione numerica.

Scopo finale della ricerca è quello di approfondire le conoscenze riguardanti la cinematica dei processi naturali analizzati e giungere alla definizione di indicazioni per la gestione dei boschi di protezione.

Le aree di studio scelte sono state le seguenti:

- una porzione di versante del Monte Antelao (Vodo di Cadore, Belluno) recentemente oggetto di un crollo di roccia che ha interessato il popolamento forestale posto a valle;
- un canale da valanga presente nel massiccio di Belledonne, nella foresta comunale di Vaujany (Francia) in cui sono state condotte prove a scala reale di caduta massi;
- il deposito detritico di due eventi di *debris flow* e la componente forestale coinvolta lungo i rii Somprade (Auronzo di Cadore, Belluno) ed Senago (Val di Vizze, Bolzano);
- due tratti di una scala di rimonta per pesci collocata a lato del Torrente Vanoi (Canal San Bovo, Trento), costruite con una morfologia a *step-pool*, assimilabili ad un modello fisico a scala reale.

Inoltre, a supporto del lavoro di campo, lo studio dei *debris flow* e le relazioni con la componente forestale sono state approfondite conducendo test di laboratorio in scala ridotta su reometro a piano inclinato presso la Facoltà di Agraria dell'Università di Milano.

Lo studio delle mutue relazioni del crollo di roccia e delle colate detritiche con la foresta è stato condotto a diversa scala: attraverso indagini di campo post-evento, prove di laboratorio a scala ridotta (limitatamente per il processo di colata detritica) ed infine eseguendo alcune modellazioni numeriche. La campagna di rilievi ha permesso di approfondire le conoscenze sui danni prodotti dall'impatto dei massi e dei flussi detritici sugli alberi e come questi reagiscono, nonché il modo in cui possono fornire, con la loro presenza, un'effettiva azione di contenimento delle *runout*. I test di laboratorio hanno consentito di esaminare l'effetto complessivo del popolamento forestale in conoide sui depositi dei *debris flow* e come questo cambia in funzione del tipo di governo (a fustaia o a ceduo). Le modellazioni numeriche hanno invece permesso di esplorare più in dettaglio le modalità e le limitazioni dell'implementazione della componente arborea ed arbustiva all'interno dei modelli stessi e come cambia il potere di protezione offerto da un soprassuolo forestale nei confronti del crollo di roccia durante il suo ciclo di sviluppo, cioè nel medio/lungo periodo. I *software* impiegati sono stati RockyFOR-3D per la caduta massi e il crollo di roccia e FLO-2D per le colate detritiche.

Le evidenze di campo e le simulazioni in laboratorio hanno messo in luce come l'effetto della vegetazione arborea ed arbustiva influenzi i processi deposizionali del crollo di roccia e dei *debris flow*. In particolare, l'importanza di accoppiare modelli di crescita del popolamento forestale a modelli di simulazione numerica del processo del crollo di roccia e della caduta massi e il confronto tra lo scenario

non boscato con gli scenari boscati. Per le colate detritiche è emerso che il diverso regime di deflusso influenza il modo in cui gli alberi concorrono alla soppressione del movimento, ovvero quando domina il regime collisionale, alberi di grandi dimensioni e bassa densità producono spessori di deposito più elevati, direttamente proporzionali al diametro stesso, mentre, quando domina il regime frizionale, il deposito del materiale è favorito dall'aumento della superficie di scorrimento, perciò una foresta densa composta da alberi di piccole dimensioni o arbusti forniscono una migliore capacità di ritenzione. Inoltre, una gestione a ceduo sembra capace di contribuire sempre alla deposizione delle colate detritiche su distanze che diminuiscono all'aumentare della concentrazione solida

Per quanto riguarda lo studio cinematico delle correnti idrauliche condotto eseguendo prove di diversa portata sui tratti a *step-pool* hanno confermato precedenti studi che affermano che la deviazione standard fornisce una misura più affidabile di scabrezza nelle diverse morfologie di canale, al contrario della granulometria; che la maggior parte della perdita di energia, soprattutto per le portate basse, è dovuta alla "*spill resistance*"; e che, in queste morfologie, la sommergenza relativa diminuendo e la pendenza aumentando cooperano nel favorire la dissipazione di energia.

Il tentativo di proporre un nuovo metodo automatizzato per la definizione del parametro di scabrezza da impiegare nel modello numerico di simulazione tridimensionale della caduta massi ha prodotto una generale sovrastima delle variabili analizzate. Ciononostante, la buona approssimazione dei valori massimi ne indicano un potenziale di sviluppo.

ABSTRACT

In recent years, increased frequency of natural disasters is occurring; in mountain areas, landslides, avalanches, floods and landslides cause heavy material damage and human loss of human life. The main causes can be due to the greater frequency of extreme hydrometeorological events, which is probably related to climate change, and to the increase of the vulnerable population. Predicting runouts, trajectories, and velocities of these rapidly evolving processes, represent an important step in the natural hazard assessment in Alpine basins. The protection against natural hazards needs to understand the mechanisms that control the mass behaviour during the three phases of the process: triggering, propagation, and stopping. This behaviour, as well as the stream characteristics, depends on the interaction between the mass, the sliding surface, and the elements on it. Be able to quantify motion resistances is one of the key points in the modelling of natural processes. At present, one single and widely accepted definition of roughness lacks, moreover, there is no standardized method of quantification: over the years, a large number of more or less complex parameters were presented. In addition, forest stands are able to provide, as well as a stabilization function of slopes against diffused or channelized erosion (indirect protection function), a direct protection function against natural hazard such as avalanches, rock falls, slips and mudslides.

In the study and management of natural hazards (such as avalanches, floods, debris flows, rockfalls and landslides), the use of numerical models to simulate natural processes and to assess how these interact with the mitigation measures for the risk assessment is often more frequent. In fact, current needs, in order to reduce the gap in time between the acquisition, processing, and application data, require the development of planning support tools and monitoring methods based on the automated analysis. In this context, digital elevation models (Digital Terrain Models, DTM) are an essential information that allows the mapping, the monitoring, and the analysis of predisposing factors and triggering natural hazards, as well as the numerical modelling of the propagation processes, and the stop.

This research project is aimed to study the mechanisms of motion resistance in mountain streams and slopes to better understand the explanation dynamics of some natural processes. In particular, the role-played by the local topography and the effects of the presence of vegetation. Scientific objectives are to analyse in detail the interactions between processes, sliding surface, and vegetation. The investigation was carry out through field observations and surveys of two real events of debris flows and rockfall event, and small-scale experiment of debris flow and full-scale experiment of rockfall.

The project objectives have been structured on three main points:

- 1. providing a critical review of the literature procedures for estimating motion resistance for each investigated process;*
- 2. exploring the possible relationship between process and roughness elements, in particular morphology, topography, and vegetation;*

3. *defining a new methodology for surface roughness quantification spatially distributed and implement it within a numerical model.*

The final goal of this study is to deepen knowledge about the kinematics of natural processes and to improve guidelines management for protection forest. Consequently, at first the issues are dealt with a scientific way and later providing practical guidance.

The following study areas are chosen for the investigation.

- *a portion of the slopes of Mount Antelao (Vodo di Cadore, Belluno Province) recently affected by a massive rockfall and the forest stand downstream;*
- *an avalanche channel in the Belledonne Massif (municipal forest of Vaujany, France) where full-scale tests of rockfalls were carried out;*
- *two debris-flow deposits and the flood-involved trees along the Somprade (Auronzo di Cadore, Belluno Province) and Senago (Bolzano, Bolzano) creeks;*
- *two reaches of a fish ladder built on the river bank of Vanoi torrent (Canal San Bovo, Trento Province) with a step-pool morphology, offering an equivalent to a full-scale physical model.*

In addition, to support the field work, the study of the relations between debris flows and forest stand was deepened by executing small-scale laboratory tests on a tilting plane rheometer of the faculty of agricultural and food sciences of Milan.

The study of the mutual interactions between rockfall and debris flows and forest stand was carried out at different scales of analysis: through field post-event investigations, small-scale laboratory tests (for debris-flow process) and finally performing some numerical modelling. The field surveys have allowed to increase the knowledges of the damage produced by the boulders and by debris-flows impacts on trees, and how they can provide an effective mobility suppression. Laboratory tests have allowed to examine the effect of the forest management (high forest and coppice forest) on the final deposits. The numerical modelling have allowed to explore in more detail the way and the limitations of the implementation of trees and how the protection offered by an even-aged forest changes in the medium to long term.

Field evidences and laboratory simulations confirm that shrubs and trees influence the deposition processes of rockfall and debris flows. In particular, the importance of coupling forest population growth model and process numerical model for the study of rockfall and comparing the scenario without forest with forested scenarios.

The different debris-flow regimes affect the contribution of trees in the sediment deposition and mobility suppression. When, the collisional regime dominates, large trees with low-density produce higher deposit thicknesses, directly proportional to the diameter. Whereas, when frictional regime dominates, debris-flow suppression depends mainly on the surface resistance, so a dense forest of small trees, or shrubs, provides better retention capacity. In addition, coppice forest seems able to contribute to debris-flows deposition on shorter distances, which decrease with increasing of the solid concentration.

The study of the hydraulic kinematic in step-pool morphology confirms previous researches: the standard deviation of the bed profile provides a more reliable measure of roughness over different channel morphologies, as opposed to grain size. Moreover, in these morphologies, the relative submergence

decreasing and the slope increasing seem to collaborate in the dissipation of energy and the most of the energy loss, especially for low discharge, is due to the 'spill resistance'.

A general overestimation of the variables analysed was produced by the implementation in RockyFOR-3D of the new automated method for defining the roughness parameter proposed in this work. Nevertheless, the good approximation of the maximum values indicates a potential for development of the proposed method.

INDICE

Capitolo 1	21
Introduzione	21
1. OBIETTIVO DELLA RICERCA.....	22
2. I PERICOLI NATURALI.....	23
1.1. LA DEFINIZIONE DEI PERICOLI NATURALI PIÙ FREQUENTI IN AMBITO MONTANO.....	24
1.2. IL RUOLO DI PROTEZIONE DEI POPOLAMENTI FORESTALI NEI CONFRONTI DEI PERICOLI NATURALI PIÙ FREQUENTI IN AMBIENTE MONTANO	26
3. ATTRITO, SCABREZZA E RESISTENZA AL MOTO.....	33
3.1. L'IMPIEGO DEI DATI LIDAR NELLO STUDIO DELLA SCABREZZA SUPERFICIALE	35
3.2. I POSSIBILI APPLICAZIONI DEI DATI LIDAR NELLO STUDIO DEI PERICOLI NATURALI.....	36
4. LA MODELLAZIONE NUMERICA DEI PERICOLI NATURALI PIÙ FREQUENTI IN AMBITO MONTANO: IL PROBLEMA DELLE RESISTENZE AL MOTO E DELLA VEGETAZIONE	39
4.1. LA CADUTA MASSI E I CROLLI DI ROCCIA.....	40
4.2. I PROCESSI FLUVIALI E TORRENTIZI	43
4.2.1. LE INONDAZIONI E LE ALLUVIONI	44
4.2.2. LE COLATE DETRITICHE.....	44
4.2.3. LA RESISTENZA AL MOTO NEI CORSI D'ACQUA	45
4.3. LE VALANGHE DI NEVE	49
Capitolo 2	53
Materiali e Metodi di Indagine.....	53
1. LE AREE DI STUDIO E I PROCESSI INDAGATI.....	53
1.1. CROLLO DI ROCCIA: VERSANTE DEL MONTE ANTELAO (LOCALITÀ PIAN DE LA FONTANELES, VODO DI CADORE, BELLUNO).....	56
1.2. CADUTA MASSI: SPERIMENTAZIONI A SCALA REALE IN CANALE DA VALANGA (FORESTA DI VAUJANY, FRANCIA)	57
1.3. COLATE DETRITICHE	58
1.3.1. RIO SOMPRADE (LOCALITÀ COSDERUOIBE, AURONZO DI CADORE, BELLUNO)	58
1.3.2. RIO SENAGO (LOCALITÀ TULVE, VAL DI VIZZE, BOLZANO)	60
1.4. CORRENTI IDRAULICHE: TRATTI DI CANALE A STEP-POOL (LOCALITÀ CANAL SAN BOVO, TRENTO).....	62
2. I RILIEVI DI CAMPO E L'ANALISI DEGLI EFFETTI DELLA COMPONENTE FORESTALE SUI PROCESSI NATURALI ESAMINATI.....	63
2.1. I RILIEVI TOPOGRAFICI.....	63
2.1.1. I RILIEVO DEI DEPOSITI	63
2.1.2. IL RILIEVO DEL PROFILO LONGITUDINALE E DELLE SEZIONI TRASVERSALI DEL CANALE ..	63
2.2. LE ANALISI GRANULOMETRICHE.....	65

2.3.	I RILIEVI DEL SOPRASSUOLO FORESTALE	66
2.4.	SPERIMENTAZIONI IN CONDIZIONI STAZIONARIE PER DIVERSE PORTATE IDRICHE	70
3.	LA MODELLAZIONE FISICA E NUMERICA DEI PROCESSI NATURALI DI STUDIO	71
3.1.	LA MODELLAZIONE FISICA A SCALA RIDOTTA DEI <i>DEBRIS FLOW</i>	71
3.1.1.	CONSIDERAZIONI DI SCALA	72
3.1.2.	IL MODELLO FISICO DI LABORATORIO	74
3.1.3.	IL MATERIALE IMPIEGATO	75
3.1.4.	LA SIMULAZIONE DELLA COMPONENTE FORESTALE	75
3.2.	LA MODELLAZIONE NUMERICA DELLE COLATE DETRITICHE	77
3.2.1.	IL MODELLO NUMERICO BI-DIMENSIONALE FLO-2D PER LA SIMULAZIONE DELLE COLATE DETRITICHE	77
3.3.	LA MODELLAZIONE NUMERICA TRI-DIMENSIONALE DELLA CADUTA MASSI	82
3.3.1.	L'ALGORITMI DI CALCOLO	83
4.	LA CORRENTI IDRICHE IN CORSI D'ACQUA NATURALI: LA DISSIPAZIONE ENERGETICA IMPOSTA DALLA MORFOLOGIA	87
5.	LA PROPOSTA DI UN NUOVO APPROCCIO ALLO STUDIO DELLA SCABREZZA TOPOGRAFICA	88
5.1.	L'ESTRAZIONE DEI PUNTI DI CAMPIONAMENTO	88
5.2.	L'ANALISI DEI RESIDUI PER IL CALCOLO DELL'ALTEZZA DI SCABREZZA	89
Capitolo 3	91
Risultati e discussioni specifiche	91
1.	RILIEVI DI CAMPO	91
1.1.	RILIEVO DEI DEPOSITI E STIMA DEI VOLUMI DI SEDIMENTO	91
1.1.1.	LA STIMA DEI VOLUMI DAI DATI DI CAMPO	91
1.1.2.	LA STIMA DEI VOLUMI A PARTIRE DAI DATI DI PRECIPITAZIONE	92
1.2.	ANALISI GRANULOMETRICA DEL SEDIMENTO CHE COSTITUISCE I DEPOSITI DELLE COLATE DETRITICHE	94
1.3.	ANALISI DELLA SCABREZZA DELL'ALVEO DEI TRATTI A <i>STEP-POOL</i>	95
1.4.	RILIEVO DELLA COMPONENTE FORESTALE IN AREA DISTURBATA E IN AREA NON DISTURBATA	97
2.	LO STUDIO DELLE INTERAZIONI TRA IL BOSCO E I PERICOLI NATURALI	102
2.1.	IL BOSCO E IL CROLLO DI ROCCIA: IL CASO DI STUDIO DI VODO DI CADORE (BELLUNO)	102
2.1.1.	L'ANALISI DEGLI EFFETTI DEL CROLLO DI ROCCIA SULLA COMPONENTE ARBOREA ATTRAVERSO L'ELABORAZIONE DEI DATI DI CAMPO	102
2.1.2.	L'INDAGINE SULL'EFFETTO PROTETTIVO NEI CONFRONTI DEL CROLLO DI ROCCIA DI UN SOPRASSUOLO FORESTALE COETANEO NEL MEDIO/LUNGO PERIODO	106
2.2.	IL BOSCO E LE COLATE DETRITICHE	116
2.2.1.	I CASI DI STUDIO DEL RIO SOMPRADE (BELLUNO) E DEL RIO SENAGO (BOLZANO)	116
2.2.2.	INDAGINE SULL'EFFETTO DI PROTEZIONE DALLE COLATE DETRITICHE OFFERTO DA DUE DIVERSE FORME DI GOVERNO ATTRAVERSO LE PROVE DI LABORATORIO A SCALA RIDOTTA	128
2.2.3.	MODELLAZIONE NUMERICA DELLA RESISTENZA AL MOTO INDOTTA DALLA VEGETAZIONE ARBOREA NEI PROCESSI DI <i>DEBRIS FLOW</i>	138
3.	LO STUDIO DELLA SCABREZZA SUPERFICIALE E NUOVI APPROCCI DI QUANTIFICAZIONE	147

3.1.	LA RESISTENZA IDRAULICA IN CORSI D'ACQUA MONTANI: LA SCABREZZA SUPERFICIALE DI GRANO E DI FORMA	147
3.1.1.	IL COEFFICIENTE n DI MANNING APPARENTE.....	147
3.1.2.	LA DISSIPAZIONE ENERGETICA CAUSATA DAL SALTO NEI TORRENTI MONTANI A FORTE SCABREZZA	148
3.2.	LA QUANTIFICAZIONE DELLA SCABREZZA SUPERFICIALE SECONDO IL METODO PROPOSTO IN QUESTA RICERCA.....	154
3.3.	APPLICAZIONE DEL NUOVO METODO PER LA QUANTIFICAZIONE DELLA SCABREZZA SUPERFICIALE NELLA MODELLAZIONE NUMERICA DEI CROLLI DI ROCCIA: IL CASO DI STUDIO DELLE PROVE A SCALA REALE DI CADUTA MASSI (VAUJANY, FRANCIA)	161
Capitolo 4		163
Discussioni generali.....		163
1. LA FUNZIONE DI PROTEZIONE DELLE FORESTE NEL FAVORIRE L'ARRESTO DEI PERICOLI NATURALI: ANALISI A DIVERSA SCALA PER DEFINIRE UTILI INFORMAZIONI DI GESTIONE		163
1.1.	LA PROTEZIONE DAI CROLLI DI ROCCIA	163
1.2.	LA PROTEZIONE DALLE COLATE DETRITICHE	166
2. IL RUOLO DELLA TOPOGRAFIA A DIVERSA SCALA NELLO STUDIO DELLA RESISTENZA AL MOTO		172
2.1.	LA DISSIPAZIONE ENERGETICA PRODOTTA DALLA SCABREZZA DI FORMA NELLE MORFOLOGIE A STEP-POOL	172
2.2.	L'IMPIEGO DEI DATI LIDAR PER LA QUANTIFICAZIONE OGGETTIVA ED AUTOMATICA DI INFORMAZIONI DI SCABREZZA PER LA MODELLAZIONE DELLA CADUTA MASSI.....	173
Capitolo 5		177
CONCLUSIONI		177
Bibliografia.....		185

INDICE DELLE FIGURE

Figura 1. Scale spaziali e temporali di 16 tipi di pericoli naturali: la scala spaziale rappresenta l'area di impatto del pericolo e la scala temporale la durata dell'azione del singolo sull'ambiente (modificato da Gill e Malamud, 2014).....	24
Figura 2. Relazione generale tra il diametro a petto d'uomo (<i>DBH</i>) e l'energia che può essere dissipata in caso di impatto, a non più di 2 m lungo il fusto, per latifoglie e conifere (basata sui dati di Dorren e Berger, 2006).....	31
Figura 3. a) Tre tipi principali di impatto definiti secondo la distanza tra il centro di impatto del masso e l'asse verticale centrale dell'albero (<i>CTA</i>). b) Relazione sigmoideale che lega la distanza tra il centro di impatto e l'asse verticale dell'albero (<i>CTA</i>), visto dalla direzione di impatto ($C_i - CTA$) e la percentuale della massima quantità di energia dissipata da un albero ($\Delta E, \max$) (da Dorren e Berger, 2006).....	32
Figura 4. Fasi generali che portano alla mappatura delle aree di pericolo congiunte all'impiego di dati <i>LiDAR</i>	36
Figura 5. Schema dei siti sperimentali, dei processi investigati e delle componenti di scabrezza analizzate.	54
Figura 6. Immagini dei siti di studio. a) Vista dell'area interessata dal crollo di roccia del Monte Antelao (BI); b) sito sperimentale dove sono state condotte le prove a scala reale di caduta massi (Francia); c) deposito in bosco del materiale detritico fuoriuscito dal canale principale in seguito all'evento studiato sul rio Somprade (Belluno); d) accumulo di legname e massi osservato sul deposito dell'evento studiato sul rio Senago (Bolzano); e) tratti di canale di studio: a sinistra <i>TA</i> , pendenza 6.0% e a destra <i>TB</i> , pendenza 10.0% (Trento); f) reometro a piano inclinato impiegato per le modellazione fisica di <i>debris flow</i> a piccola scala con gli elementi di vimini sul piano di deposito impiegati per la simulazione di un popolamento forestale governato a ceduo.	55
Figura 7. Schema concettuale dei dati rilevati in ciascuna singola sequenza <i>step-pool-step</i>	65
Figura 8. Rappresentazione schematica delle dinamiche forestali, senza influenze antropiche. Le dinamiche naturali sono un problema in un bosco di protezione, poiché non tutte le fasi sono in grado di offrire protezione (modificato da Motta e Haudemand, 2000).	66
Figura 9. Profilo longitudinale della velocità del fronte stimato con la formulazione di Takahashi (1991). Nel grafico V = velocità del fronte, R = <i>runout</i> , X = distanza dall'inizio del processo di deposizione. Il grafico riporta i risultati ottenuti utilizzando i dati del <i>debris flow</i> del rio Somprade dove: pendenza del canale = 27°, pendenza del conoide a valle = 12°, massima <i>runout</i> = 500 m, angolo di attrito (calcolato interattivamente) = 12.9°, profondità di deflusso (osservata in campo) = 3.0 m; velocità di deflusso (approssimata utilizzando la formula del moto turbolento) = 8.0 m s ⁻¹	69
Figura 10. Disegno schematico del reometro a piano inclinato impiegato per le prove di laboratorio di <i>debris flow</i>	74
Figura 11. Curve granulometriche dei campioni di materiale impiegati per la modellazione fisica.	75
Figura 12. Elementi impiegati per la simulazione della componente forestale sul piano di deposito nelle prove di laboratorio.	76
Figura 13. Schematizzazione dell'interpretazione dell'indice <i>MOH</i> : definizione delle altezze degli ostacoli a seconda della loro frequenza del 70%, 20% e 10% di distribuzione sul versante.	85
Figura 14. Schema di funzionamento dei due algoritmi "verso valle": a) finestra rettangolare (<i>MW</i>); b) finestra circolare (<i>MC</i>).....	89

Figura 15. Perimetri dei depositi, posizione di ciascun albero coinvolto nel processo e specie di appartenenza, tipi forestali (secondo le tipologie regionali) e localizzazione dei luoghi in cui sono state condotte le analisi granulometriche (<i>Sample</i>) e le aree di saggio della componente arborea nelle zone non disturbate (<i>Plot</i>).....	93
Figura 16. Curva di frequenza cumulata del materiale campionato: a) rio Somprade, b) rio Senago e c) tratti a <i>step-pool</i>	96
Figura 17. Composizione dei soprassuoli rilevati nei tre siti di studio in area disturbata e in area non interessata dal disturbo.	99
Figura 18. Curva di distribuzione delle frequenze dei diametri dei popolamenti rilevati nei siti sperimentali in area disturbata e in area non affetta dal disturbo.....	100
Figura 19. Distribuzione delle specie presenti nelle aree disturbate all'interno delle classi diametriche per le tre aree di studio.....	101
Figura 20. a) Stato vegetativo delle singole piante rilevate e b) rispettivi <i>DBH</i> e distanza dalla zona di distacco.	103
Figura 21. Distribuzione di mortalità e sopravvivenza osservate all'interno delle classi diametriche.	103
Figura 22. Percentuali di individui morti e sopravvissuti sul totale censito nelle diverse categorie di danno.	104
Figura 23. Diametro medio e volume medio dei massi impattanti per tipo di danno rilevato.....	105
Figura 24. Numerosità delle piante rilevate all'interno delle classi diametriche e volume medio del blocco impattante per tipo di danno.....	105
Figura 25. Distribuzione delle classi diametriche all'interno delle diverse tipologie di danno distinte per individui deceduti o sopravvissuti: a) percentuali di individui morti; b) percentuali di individui sopravvissuti.	106
Figura 26. Vista aerea dell'area di studio con indicate le aree omogenee impiegate nel terzo scenario e le linee di valutazione <i>L01</i> , <i>L02</i> e <i>L03</i>	109
Figura 27. Mappe raster di output del programma RockyFOR-3D del numero di passaggi per ciascuno scenario di simulazione.....	110
Figura 28. Mappe raster di output del programma RockyFOR-3D del numero di impatti tra masso e pianta per ciascuno scenario di simulazione.	111
Figura 29. A) Percentuali cumulate dell'effetto protettivo svolto dalla copertura forestale per gli scenari simulati con il <i>software</i> RockyFOR-3D valutate lungo le tre linee di valutazione di riportate in Figura 26. B) Crescita logaritmica osservata in corrispondenza delle tre linee di valutazione durante le diverse fasi di sviluppo del popolamento.....	112
Figura 30. Mappe raster di output del programma RockyFOR-3D del numero di massi depositati per ciascuno scenario di simulazione.....	112
Figura 31. Variazione del numero di impatti e percentuale relativa degli impatti nelle tre fasce di versante individuate dalle tre linee di valutazione nelle diverse fasi di sviluppo.....	113
Figura 32. Distribuzione di frequenza del numero di passaggi della pecceta osservati nelle 3 linee di valutazione.....	115
Figura 33. Spessore di deposito medio in funzione al <i>DBH</i> : a) nei depositi del rio Somprade e del rio Senago; b) nel sito del rio Somprade e suddiviso per le due zone collisionale e frizionale; c) nel sito del rio Senago e suddiviso per le due zone.....	120
Figura 34. 90° percentile dello spessore deposito nelle classi diametriche di 10 centimetri; a) per i due depositi di studio; b) per la sola zona collisionale e c) per la sola zona di attrito dei due depositi.	121
Figura 35. Mortalità degli alberi coinvolti nei <i>debris flow</i> di studio nelle classi diametriche di 10 cm.	123
Figura 36. A sinistra: diametro medio e spessore medio di deposito per specie; a destra: rapporto tra spessore medio del materiale depositato e diametro medio per specie.	124
Figura 37. Sedimento depositato dietro ai tronchi dal <i>debris flow</i> nelle due aree di studio. a) Accumulo di massi e legname dietro un singolo tronco nel deposito del rio Senago. b) Accumulo di massi	

dietro ad un gruppo di alberi ad alta densità e modesto <i>DBH</i> nel deposito del rio Somprade.....	125
Figura 38. <i>Bi-plot</i> dell'analisi di ridondanza (<i>RDA</i>): il grafico mostra le relazioni tra le variabili di risposta rappresentate dalla numerosità delle specie all'interno del deposito detritico suddiviso in fasce di $0.1R$ e tre variabili esplicative (spessore di deposito medio, <i>DBH</i> medio e mortalità media).....	127
Figura 39. Particolari dei depositi per i due scenari con elementi: a) scenario 'fustaia' $Cv = 0.50$; b) scenario 'fustaia' $Cv = 0.65$; c) scenario 'ceduo' $Cv = 0.50$; d) scenario 'ceduo' $Cv = 0.65$	129
Figura 40. Risultati delle prove sperimentali: effetto dello scenario di simulazione sulle 4 concentrazioni solide simulate.	129
Figura 41. Risultati delle prove sperimentali: effetto della concentrazione volumetrica solida sui 3 scenari simulati.....	130
Figura 42. <i>Box-plot</i> di alcune delle variabili geometriche misurate in seguito alle prove effettuate.	131
Figura 43. Andamento delle caratteristiche morfometriche che hanno evidenziato una maggiore sensibilità alla variazione dello scenario (R , W , A , S_{max} e H/L) misurate al termine delle prove in funzione della Cv	136
Figura 44. <i>Bi-plot</i> dell'analisi delle componenti principali basata su 6 parametri morfometrici del deposito per le 29 prove di laboratorio. I cerchi pieni neri rappresentano le prove libere, in grigio le prove con la configurazione a "fustaia" e in bianco quelle a "ceduo". Il numero accanto a ciascuna prova si riferisce alla concentrazione solida Cv	137
Figura 45. Mappa raster delle aree alluvionate prodotte dalle simulazioni $S01$, $S02$ e $S03$ e deposito di campo: a) intero dominio di calcolo; b) particolare della parte di monte del deposito in corrispondenza della biforcazione del rio Somprade; c) particolare della parte di valle del deposito in corrispondenza dell'immissione nel torrente Ansiei. In nero il deposito perimetrato in campo; in rosso il perimetro dell'area alluvionata prodotto dalla simulazione $S01$; in verde il perimetro dell'area alluvionata prodotto dalla simulazione $S02$; e in giallo il perimetro dell'area alluvionata prodotto dalla simulazione $S03$	141
Figura 46. Confronto tra i tiranti massimi risultati dalle 3 simulazioni in corrispondenza di ciascuna piante coinvolta nel <i>debris flow</i>	142
Figura 47. Mappa raster dei tiranti massimi di deflusso: a) interpolazione con metodo <i>Inverse Distance Weight (IDW)</i> degli spessori di deposito misurati in campo; b) $S01$; c) $S02$; d) $S03$	144
Figura 48. Mappa raster delle velocità massime di deflusso: a) applicazione formula del moto turbolento all'elaborazione degli spessori di deposito misurati in campo con metodo <i>Inverse Distance Weight (IDW)</i> degli spessori misurati in campo (dove, n : 0.125 e pendenza media pari alla pendenza media del conoide di circa 12°); b) $S01$; c) $S02$; d) $S03$	145
Figura 49. <i>Box plot</i> dei valori di tirante massimo e velocità massimo ottenuti dall'analisi di sensitività condotta per le simulazioni del rio Somprade facendo variare il valore del coefficiente n di Manning da 0.05 a 0.20.....	146
Figura 50. Velocità media di flusso locale u' e di tratto U' in funzione della portata Q per ciascuna prova sperimentale nei tratti TA e TB	151
Figura 51. Calibrazione generale dell'andamento della funzione di potenza che lega la velocità media di tratto della corrente U e la portata Q nei due tratti di studio.	152
Figura 52. Dissipazione energetica adimensionale ΔE_r osservata (<i>Obs</i>) rispetto al corrispondente valore previsto (<i>Pred</i>) dall'equazione predittiva [85].	153
Figura 53. Andamento generale dei dati sperimentali: rapporto tra la sommersione relativa d_m/σ_z e la pendenza media S , rispetto al coefficiente n di Manning.	153
Figura 54. a) Area di studio scelta per testare i metodi per la quantificazione della scabrezza superficiale proposti in questa tesi; b) mappa raster dell'indice di scabrezza di Cavalli <i>et al.</i> (2008) per l'area di studio; c) mappa raster dell'indice di scabrezza <i>TRI (Terrain Roughness Index)</i>	155
Figura 55. Mappe raster dell'indice di scabrezza superficiale calcolato con il metodo della <i>Moving Window</i> : a) deviazione standard; b) distribuzione log normale; c) distribuzione <i>kernel</i>	155

Figura 56. Mappe raster dell'indice di scabrezza superficiale calcolato con il metodo della <i>Moving Circle</i> : a) deviazione standard; b) distribuzione log normale; c) distribuzione <i>kernel</i>	156
Figura 57. Distribuzioni di frequenza dei valori di scabrezza calcolati con la <i>Moving Window</i> e i tre approcci di trattazione dei residui per le 4 aree omogenee di indagine.	159
Figura 58. Distribuzioni di frequenza dei valori di scabrezza calcolati con la <i>Moving Circle</i> e i tre approcci di trattazione dei residui per le 4 aree omogenee di indagine.	160
Figura 59. Mappe raster del parametro di scabrezza <i>rg20</i> risultati dall' algoritmo <i>Moving Window (MW)</i> : a) deviazione standard (<i>Sd</i>); b) distribuzione log normal (<i>LN</i>); c) distribuzione <i>kernel (k)</i>	162
Figura 60. Mappe raster di output del modello RockyFOR-3D del numero di passaggi (<i>Nr Passaggi</i>) risultate dall'impiego dei valori di <i>rg</i> derivanti dall' algoritmo <i>Moving Window (MW)</i> : a) deviazione standard (<i>Sd</i>); b) distribuzione log normal (<i>LN</i>); c) distribuzione <i>kernel (k)</i>	162
Figura 61. Distribuzioni di frequenza dell'energia cinetica massima (<i>E_{max}</i>), dell'altezza di passaggio massima (<i>Ph_{max}</i>) e della velocità massima (<i>V_{max}</i>) osservate in corrispondenza della prima linea di valutazione (<i>L01</i>): a) dati di campo; b) approccio deviazione standard; c) approccio distribuzione log normale; d) approccio distribuzione <i>kernel</i>	175

INDICE DELLE TABELLE

Tabella 1. Classificazione delle possibili applicazioni della tecnologia LiDAR nello studio dei movimenti di massa (modificato da Jaboyedoff <i>et al.</i> , 2010).	22
Tabella 2. Sintesi delle funzioni di prevenzione e mitigazione svolta dalla componente forestale per i pericoli idro-geomorfologici più diffusi in ambito montano (modificato da Sakals <i>et al.</i> , 2006).	27
Tabella 3. Sintesi dei modelli sviluppati per la simulazione della caduta massi e alcune loro principali caratteristiche (modificato da Volkwein <i>et al.</i> 2011).	41
Tabella 4. Principali caratteristiche morfometriche del bacino e del corso d'acqua principale e curva ipsografica del rio Somprade.	60
Tabella 5. Principali caratteristiche morfometriche del bacino e del corso d'acqua principale e curva ipsografica del rio Senago.	61
Tabella 6. Principali caratteristiche delle sequenze <i>step-pool</i> dei tratti sperimentali <i>TA</i> e <i>TB</i>	64
Tabella 7. Caratteristiche geometriche delle singole sequenze di <i>step-pool</i> dei due tratti di studio.	64
Tabella 8. <i>Range</i> dei parametri principali dei test di laboratorio e del prototipo per gli esperimenti eseguiti.	73
Tabella 9. Parametri fisici e adimensionali di <i>debris flow</i> a piccola scala, sperimentali, a grande scala e reali.	74
Tabella 10. Strutturali dei popolamenti forestali impiegati nel modello fisico in scala geometrica 1:50. .	76
Tabella 11. Parametri α_1 e β_1 calibrati da osservazioni di campo per stimare lo sforzo tangenziale critico τ e α_1 e β_1 per la viscosità μ come funzioni della concentrazione di sedimento (in O'Brien e Julien, 1986).	82
Tabella 12. Angoli di deviazione delle traiettorie rispetto alla linea di massima pendenza in relazione alle velocità di caduta del masso.	84
Tabella 13. Descrizione generale degli 8 tipi di suolo previsti dal <i>software</i> RockyFOR-3D.	85
Tabella 14. Risultati della stima dei volumi delle colate detritiche dall'elaborazione dei dati di campo e dall'applicazione del metodo volumetrico.	94
Tabella 15. Risultati delle analisi granulometriche: percentili D_{xx} , diametro medio D_m , σ_l deviazione standard, asimmetria Sk e curtosi K_G	95
Tabella 16. Principali caratteristiche delle piante presenti nelle aree <i>DF</i> e nelle aree <i>UF</i> nei tre siti di studio.	97
Tabella 17. Censimento degli individui morti e vivi rilevati nel sito di studio in relazione alla specie di appartenenza al momento del rilievo.	102
Tabella 18. Censimento del soprassuolo forestale per livelli di gravità dei danni subiti.	104
Tabella 19. Valori di densità e <i>DBH</i> riportate nella tavola alsometrica di von Guttenberg (1915) per l'abete rosso coetaneo di montagna in una situazione di fertilità del suolo ottima per le 5 età considerate in questa ricerca. La deviazione standard è stata ipotizzata pari al 25% del <i>DBH</i>	108
Tabella 20. Valori di scabrezza e del soprassuolo forestale impiegati nel <i>software</i> RockyFOR-3D per la ricostruzione degli scenari di simulazioni.	109
Tabella 21. Statistiche di base del numero di passaggi prodotti dal modello per le simulazioni eseguite.	110
Tabella 22. Numero di passaggi e coefficiente di valutazione dell'effetto protettivo della foresta (<i>Forest Protection, FP</i>) valutati lungo le tre linee di valutazione poste rispettivamente a 1/4, 2/4 e 3/4	

della massima distanza raggiunta dai massi nell'ipotesi di assenza della copertura forestale per le 8 simulazioni effettuate.	113
Tabella 23. Numero di impatti totale e percentuale nelle tre aree di valutazione risultanti dalle simulazioni <i>S04</i>	113
Tabella 24. Risultati del calcolo degli indici di biodiversità impiegati per valutare la diversità nella composizione forestale tra aree <i>DF</i> e <i>UF</i> nelle due aree di studio.	118
Tabella 25. Panoramica delle caratteristiche morfologiche dei depositi misurate al termine di ciascuna prova e della velocità media di deposito minimo per le 3 configurazioni del piano di deposito.	132
Tabella 26. Valori del <i>p-value</i> del test non parametrico di Mann-Whitney per le variabili morfometriche misurate al termine di ciascuna prova di laboratorio. L'asterisco indica la significatività del test con un livello del 90%.	133
Tabella 27. Valori del <i>p-value</i> del test non parametrico per campioni appaiati di Wilcoxon per la media delle variabili morfometriche misurate al termine di ciascuna prova di laboratorio di <i>Cv</i> equivalente. L'asterisco indica la significatività del test con un livello del 90%.	135
Tabella 28. Valori del coefficiente <i>n</i> di Manning utilizzati per questo studio e percentuale di area occupata sul conoide alluvionale.	139
Tabella 29. Statistiche descrittive delle 3 simulazioni eseguite con il <i>software</i> FLO-2D per l'evento del rio Somprade. Sono riportati i valori per l'intera area alluvionata e in corrispondenza delle 3 linee di valutazione (<i>L01</i> , <i>L02</i> e <i>L03</i>).	143
Tabella 30. Portata <i>Q</i> , velocità media del tratto <i>U</i> , larghezza superiore nelle sezioni trasversali <i>w</i> , profondità media di flusso <i>d</i> , velocità media locale <i>u'</i> e coefficiente di scabrezza <i>n</i> di Manning (i pedici <i>s</i> , <i>p</i> o <i>t</i> indicano il tipo di sezione).	147
Tabella 31. Variabili per il calcolo di ΔE_r per il tratto <i>TA</i>	149
Tabella 32. Variabili per il calcolo di ΔE_r per il tratto <i>TB</i>	150
Tabella 33. Parametri, indici statistici e risultati del modello adattato dell'equazione [85] e analisi della varianza.	151
Tabella 34. Parametri, indici statistici e risultati delle analisi ANOVA del modello adattato dell'equazione in Figura 53.	154
Tabella 35. Statistiche dei valori di scabrezza ottenuti nelle 4 aree omogenee di test per le 6 diverse combinazioni di metodo e approccio proposte.	157
Tabella 36. Valore medio, deviazione standard e valore massimo del numero di passaggi e dei valori massimi di energia cinetica (<i>E_{max}</i>), altezza di rimbalzo (<i>Ph_{max}</i>) e velocità (<i>V_{max}</i>) risultati dalle simulazioni effettuate con il nuovo algoritmo di scabrezza ed osservati in corrispondenza delle 2 linee di valutazione per le simulazioni effettuate.	174

INTRODUZIONE

Nell'arco alpino si sta assistendo ad un aumento della frequenza e dell'intensità dei pericoli naturali, i quali provocano danni ad edifici ed infrastrutture e perdite di vite umane. La protezione avviene oggi sulla base del principio di gestione integrale del rischio il quale riconosce e valuta i rischi indotti e li riduce mediante una combinazione ottimale di appropriate misure di protezione. Le valanghe, le colate detritiche, la caduta massi e le frane sono processi naturali dominati dalla gravità e la previsione delle distanze di arresto, delle traiettorie e delle velocità rappresenta una fase particolarmente importante ai fini della previsione delle zone di potenziale minaccia e della loro mappatura, in funzione della distribuzione dei parametri di intensità del pericolo (Volkwein *et al.*, 2011).

Nel contesto montano i dati di elevazione digitale del terreno (*DTM*) rappresentano un'importante informazione che consente la mappatura, il monitoraggio e l'analisi dei fattori di predisposizione e scatenanti i pericoli naturali, nonché la modellazione empirica, numerica e/o probabilistica. Le tecniche di scansione laser rappresentano un metodo per l'acquisizione di dati topografici in grado di soddisfare queste esigenze ed, inoltre, forniscono informazioni sulle caratteristiche e sulle proprietà della superficie terrestre. La vera sfida attuale è perciò quella di sviluppare metodi in grado di accrescere le informazioni derivabili dai *HRDTM*. Infatti, negli ultimi decenni, lo sviluppo della tecnologia di telerilevamento sta rispondendo alla crescente domanda di avere a disposizione dati su ampie superfici e spesso di difficile accesso. La possibilità di acquisire informazioni tridimensionali del terreno ad elevata precisione e ad alta risoluzione spaziale (*High Resolution Digital Terrain Model, HRDTM*) attraverso la tecnologia *Light Detection e Ranging (LiDAR)* sta aprendo la strada a nuovi criteri di studio dei processi naturali. Le attuali esigenze, infatti, richiedono lo sviluppo di metodi operativi di monitoraggio e di strumenti di supporto basato su algoritmi di analisi automatizzati, sia con l'obiettivo di ridurre il divario tra l'acquisizione, l'elaborazione e l'applicazione dei dati e la disponibilità dei dati in tempo reale.

La tecnologia laser scanner trova applicazione a differenti livelli di analisi (scala regionale, locale o di dettaglio) e a diversi tipi di processo, in particolare deflussi idrici, colate detritiche, valanghe, frane, caduta massi e crolli di roccia, cioè situazioni nelle quali un importante fattore di controllo del fenomeno è rappresentato dalla topografia. Può inoltre trovare impiego in tutti i livelli di studio della pericolosità: rilevamento e caratterizzazione del fenomeno in atto, valutazione dei rischi e mappatura della suscettibilità, modellazione numerica e monitoraggio (Tabella 1).

Tabella 1. Classificazione delle possibili applicazioni della tecnologia LiDAR nello studio dei movimenti di massa (modificato da Jaboyedoff *et al.*, 2010).

	<i>FRANAMENTI</i>	<i>CADUTA MASSI</i>	<i>DEBRIS-FLOW</i>
<i>IDENTIFICAZIONE E CARATTERIZZAZIONE AREE DI INNESCO</i>	<ul style="list-style-type: none"> mappatura forme geomorfologiche 	<ul style="list-style-type: none"> rappresentazione superficie e caratterizzazione della roccia calcolo orientamento discontinuità 	<ul style="list-style-type: none"> rilevazione volumi mobilitati caratterizzazione geomorfologiche
<i>GESTIONE DEI PERICOLI E MAPPE DI SUSCETTIBILITÀ</i>	<ul style="list-style-type: none"> supporto alla mappatura 	<ul style="list-style-type: none"> mappe suscettibilità e pericolosità 	<ul style="list-style-type: none"> mappatura su base geomorfologica
<i>MODELLAZIONE</i>	<ul style="list-style-type: none"> modellazione frana (caratterizzazione geometrica) 	<ul style="list-style-type: none"> modellazione delle traiettorie di caduta 	<ul style="list-style-type: none"> modellazione propagazione del deflusso
<i>MONITORAGGIO</i>	<ul style="list-style-type: none"> monitoraggio spostamenti superficiali bilancio volumi 	<ul style="list-style-type: none"> monitoraggio spostamenti superficiali rilevazione spostamenti quantificazione attività paramassi 	<ul style="list-style-type: none"> bilancio sedimenti monitoraggio alterazioni morfologiche del canale

1. OBIETTIVO DELLA RICERCA

La conoscenza approfondita della dinamica dei pericoli naturali è di fondamentale importanza nella mappatura, nella verifica e nella convalida delle zone di pericolo. Lo studio dei processi fisici alla base dei pericoli naturali è accumulato dalla necessità di valutare le resistenze al moto dovute ai fattori di scabrezza che interagiscono durante il fenomeno e legati essenzialmente alla superficie di scorrimento (terreno) e alla presenza di elementi sopra di essa, ad esempio massi e vegetazione. La complessità delle interazioni lascia numerosi interrogativi aperti in letteratura.

I modelli numerici rappresentano un importante strumento di supporto nella pianificazione territoriale e nello studio dei rischi naturali, tuttavia la quantificazione della scabrezza presenta numerose incertezze legate alla mancanza e all'impossibilità di una definizione univoca ed ampiamente accettata. Nonostante ciò, la scelta di opportuni coefficienti di scabrezza riveste un ruolo chiave nell'esito modellistico di tali processi e la difficoltà di quantificazione fa sì che spesso dipendano da valutazioni soggettive. La recente e rapida diffusione di strumentazioni laser sta suscitando l'interesse dei ricercatori in numerosi campi di studio con indagini volte ad individuare nuove metodologie quantitative di elaborazione e trattamento dei dati. Nel campo dell'analisi geomorfologica della superficie terrestre a varia scala un'informazione di questo tipo è rappresentata dalla scabrezza. La scabrezza è una misura della variabilità della topografia locale e si è dimostrata efficace, ad es. per l'individuazione e la mappatura degli elementi geomorfologici del paesaggio, quali fratture in affioramento, scarpate in frana e depositi di vario genere (Pollyea e Fairley, 2012).

La presente ricerca intende proporre un'analisi dei meccanismi di resistenza al moto nei corsi d'acqua montani e sui versanti allo scopo di comprendere meglio le dinamiche di evoluzione di alcuni processi naturali (crolli di roccia, caduta massi, colate detritiche e correnti idrauliche. In particolare,

l'attenzione è stata posta sul ruolo svolto dalla superficie di scorrimento e dagli effetti della presenza del soprassuolo arboreo. L'indagine è stata condotta attraverso osservazioni e rilievi di campo relativi a due eventi reali di *debris flow* ed un evento di *rockfall* e test in scala ridotta di *debris flow* e in scala reale di caduta massi e correnti idrauliche.

Gli obiettivi del progetto sono stati strutturati su tre tematiche principali che vengono riportate di seguito.

- Innanzitutto, fornire una revisione critica delle procedure utilizzate in letteratura per la stima della resistenza al moto nei confronti dei singoli processi consideranti.
- Successivamente, esaminare le possibili interrelazioni tra il processo e gli elementi di scabrezza, in particolare la morfologia e la topografia del terreno e la vegetazione arborea ed arbustiva.
- Infine, definire una nuova metodologia per la quantificazione della scabrezza superficiale spazialmente distribuita, in grado di rappresentare gli effetti dell'irregolarità del terreno e implementarla all'interno di un programma di modellazione numerica.

Scopo finale della ricerca è quello di approfondire le conoscenze riguardanti la cinematica dei processi naturali analizzati e giungere alla definizione di indicazioni per la gestione dei boschi di protezione.

2. I PERICOLI NATURALI

Negli ultimi decenni, nel mondo, si sta assistendo al crescente verificarsi di eventi disastrosi. Con il termine "pericolo naturale" ci si riferisce ad un fenomeno naturale, potenziale o in evoluzione, che produce effetti negativi per l'uomo o per l'ambiente. La pericolosità è definita come la probabilità del verificarsi di un fenomeno potenzialmente dannoso all'interno di una data area e in un dato periodo di tempo (Varnes, 1984). La definizione incorpora i concetti di: magnitudo, posizione geografica e tempo di ritorno. Il primo si riferisce alla "dimensione" o "intensità" del fenomeno naturale che condiziona il suo comportamento e la potenza distruttiva; la seconda implica la capacità di identificare l'area in cui si può verificare il fenomeno; la terza si riferisce alla frequenza temporale dell'evento (Stow e Johansson, 2000).

I pericoli naturali possono essere suddivisi in cinque gruppi (Gill e Malamud, 2014):

1. geo-fisici: terremoti, tsunami eruzioni vulcaniche, frane e valanghe;
2. idrologici: inondazioni e siccità;
3. frane: subsidenza e sollevamenti, scivolamenti (permanenti o spontanei, colate detritiche di versante), cadute di massi e crolli di roccia;
4. atmosferici: cicloni tropicali, tornado, grandine, neve, fulmini e temporali, cambiamenti climatici a breve e lungo termine;
5. biofisica: incendio boschivi.

Una delle difficoltà maggiori connessa allo studio dei pericoli naturali è che essi coprono scale spaziali e temporali molto ampie (Gill e Malamud, 2014; Figura 1).

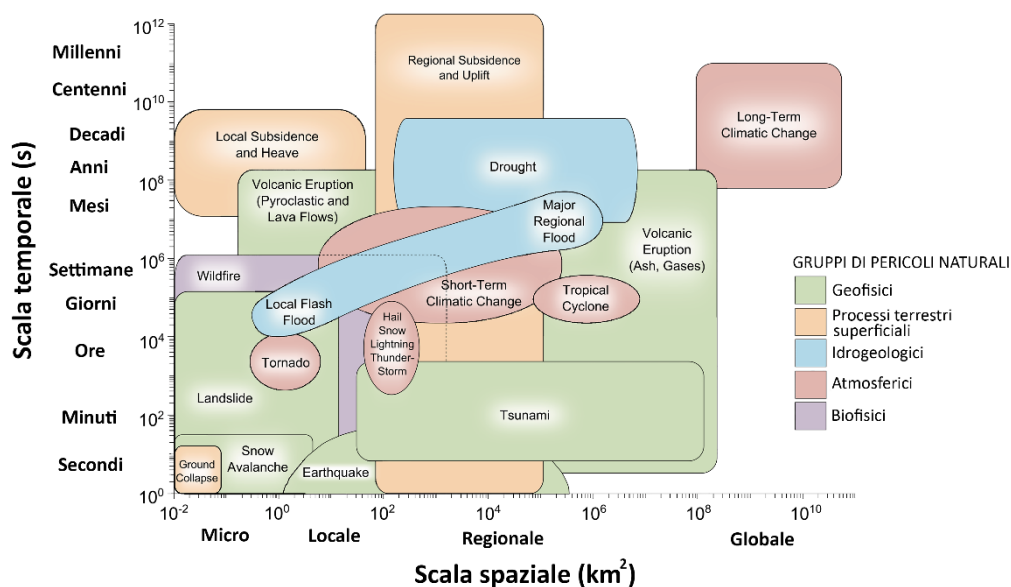


Figura 1. Scale spaziali e temporali di 16 tipi di pericoli naturali: la scala spaziale rappresenta l'area di impatto del pericolo e la scala temporale la durata dell'azione del singolo sull'ambiente (modificato da Gill e Malamud, 2014).

Negli ultimi decenni si sta assistendo ad una maggiore frequenza del verificarsi di questi fenomeni; le cause principali sono da attribuire alla maggiore frequenza di eventi idrometeorologici estremi, probabilmente correlati ai cambiamenti climatici e all'aumento della popolazione vulnerabile. Non esiste una protezione assoluta per difendersi da questi eventi, ma si parla più propriamente di "prevenzione", la quale è effettuata efficacemente innanzitutto utilizzando in modo adeguato il territorio evitando le zone di pericolo. Laddove ciò non è possibile, vengono adottate misure di natura organizzativa o strutturale per prevenire il pericolo o ridurre i danni. L'attenzione deve perciò essere posta alla valutazione della pericolosità, la mappatura degli elementi in zone di pericolo e la valutazione del rischio stesso, in un quadro che tenga in considerazione l'effetto congiunto dei diversi pericoli naturali che possono interessare un'area e della funzionalità delle misure di prevenzione/difesa messe in atto.

1.1. LA DEFINIZIONE DEI PERICOLI NATURALI PIÙ FREQUENTI IN AMBITO MONTANO

Nelle zone di montagna eventi quali frane, valanghe, alluvioni e colate detritiche sono tra i pericoli naturali più frequenti e possono causare ingenti danni materiali e perdite di vite umane.

A seguire sono fornite le definizioni dei pericoli naturali tipici dell'ambito montano.

- **Le valanghe**

Una valanga di neve è definita come un colamento gravitativo rapido ed improvviso di una massa di neve e/o ghiaccio su un pendio di montagna (Ancey e Charlier, 1996). Il termine colamento definisce il fatto che la distanza percorsa è molto superiore alla dimensione della massa mobilizzata, mentre, il termine gravitativo chiarisce che la forza motrice del movimento è la gravità e il termine rapido differenzia una valanga dai movimenti lenti di flusso della neve che si hanno per fenomeni viscosi o per scivolamento degli strati. Il movimento avviene per scivolamento, scorrimento e rotolamento oppure sotto forma di nube nevosa, con una componente di moto ascendente e può inglobare materiale estraneo come sassi,

legname e terra. In termini di protezione si possono distinguere due differenti obiettivi: individuare i potenziali siti valanghivi e valutare la propensione del manto nevoso a generare valanghe e valutare gli effetti delle valanghe sul territorio. Il primo punto riguarda lo studio dei processi di formazione ed evoluzione del manto nevoso, al fine di valutarne la stabilità in funzione delle caratteristiche climatiche e orografiche locali. Il secondo affronta lo studio dei processi successivi al distacco; in particolare vengono analizzati i meccanismi di propagazione della valanga in dipendenza delle caratteristiche fisiche del manto nevoso e della topografia del sito, al fine di valutarne il raggio di azione e il potere distruttivo (Barbolini, 1996).

- **I processi fluviali e torrentizi**

Negli ultimi decenni i processi fluviali e torrentizi stanno diventando sempre più fonti di pericolo per il territorio, apportando un notevole danno sia economico, che per l'uomo in termini di vite umane. Comprendere i processi alluvionali, la previsione delle zone a rischio e i danni potenziali sono diventati i temi centrali della gestione dei bacini di pianura e, ancor più, di montagna. Lo sviluppo di mappe di suscettibilità è di primaria importanza anche a causa della crescente pressione antropica che sta interessando le zone di pericolo.

I processi fluviali comprendono alluvioni e inondazioni, mentre colate detritiche, correnti iper-concentrate e fenomeni di trasporto solido rappresentano processi torrentizi. Nello specifico, con il termine alluvione ci si riferisce ai danni - sia quelli legati all'inondazione di territori sia quelli più propriamente connessi con l'instabilità delle sponde fluviali, l'erosione accelerata e l'instabilità dei versanti - prodotti da un evento di piena. Invece, con il termine inondazione s'intende il fenomeno di occupazione ed espansione delle acque su vaste superfici di terreno in seguito alla rottura o al superamento degli argini, naturali o artificiali, in occasione di un evento di piena.

Le colate detritiche (*debris flow*) e le correnti iper-concentrate (*hyper-concentrated flow*) sono fenomeni di trasporto solido, ad elevata concentrazione di sedimenti, materiale vegetale, acqua ed aria, dotati di notevole potere distruttivo e risultanti da processi idro-geologici complessi. Si sviluppano nei torrenti montani caratterizzati da elevate pendenze con un'onda di piena che si propaga verso valle con velocità che possono raggiungere anche qualche decina di metri al secondo e si arrestano in genere in corrispondenza di sensibili riduzioni della pendenza. In funzione della distanza percorsa, della velocità, della quantità e delle dimensioni del detrito trasportato possono avere un potere distruttivo molto elevato. Inoltre, durante il moto verso valle possono incrementare sensibilmente il loro volume inglobando rilevanti quantità di materiale da alveo e sponde. L'innescò richiede generalmente un canale con pendenze superiori a 15°-20°, mentre per il trasporto generalmente richiedono una pendenza superiore a 10°. La deposizione parziale, in forma di argini e il deposito sul conoide alluvionale si verificano generalmente per pendenze inferiori a 10° (VanDine, 1996). Ma tali pendenze dipendono da una serie di fattori tra i quali il grado di confinamento del canale, la composizione del flusso detritico, che a sua volta dipende dalla geologia del territorio e dal rapporto che si instaura tra i detriti e l'acqua (VanDine, 1996).

- **La caduta massi e i crolli di roccia**

Negli ambienti montani, la presenza di pareti rocciose o di semplici affioramenti e la natura delle rocce stesse e l'azione combinata degli elementi naturali possono determinare il rotolamento verso valle di blocchi e massi. Questi possono assumere forme e dimensioni molto variabili in funzione della loro composizione e origine. Inoltre, l'azione dell'acqua e del gelo-disgelo agevola l'instabilità delle pareti o degli affioramenti favorendone la caduta verso valle. La quota, l'esposizione e, soprattutto, lo stato di

fratturazione della roccia e la presenza d'infiltrazioni d'acqua sono perciò i fattori principali che determinano la frequenza e la gravità del fenomeno. Lo studio dei fenomeni di caduta massi e dei crolli di roccia è molto complesso poiché è di difficile previsione, sia spaziale che temporale e alcuni dei fattori che devono essere considerati sono di difficile quantificazione diretta (ad es. i coefficienti di restituzione e l'angolo d'attrito dinamico) mentre altri variano nel tempo (ad es. la stabilità dei blocchi e le condizioni del pendio). Negli ultimi anni, nell'area dolomitica, è stato accertato un incremento di questi fenomeni alle quote medio-elevate (oltre i 1700 metri) con una tendenza al verificarsi prevalentemente nella stagione estiva o tardo estiva e tendenzialmente su versanti esposti a nord.

Il termine caduta massi indica il fenomeno di distacco e il successivo movimento verso valle di blocchi per lo più isolati e di volumetrie limitate (< 100 m³) da pareti rocciose particolarmente acclivi o tettonicamente disturbate. Il termine crollo di roccia, invece, indica il distacco di blocchi di elevate volumetrie (> 100 m³) che avvengono tipicamente in corrispondenza di pareti rocciose sub-verticali o molto inclinate determinando distacchi di parti rocciose di forma variabile, ma sempre sostanzialmente individuate dall'andamento delle discontinuità naturali preesistenti e si manifestano come distacchi sub-verticali delimitati da superfici piane, semplici o composite. Le cause predisponenti questi processi di crollo sono molteplici e vanno dalla natura dell'ammasso roccioso, allo stato di fratturazione dell'ammasso roccioso, alla giacitura spaziale delle discontinuità. A queste si aggiungono le azioni innescanti legate agli agenti atmosferici, i ripetuti cicli di gelo-disgelo (crioclastismo), le infiltrazioni prodotte dalle piogge concentrate ed intense piuttosto che prolungate e persistenti, il vento, le oscillazioni termiche giornaliere e stagionali. La distinzione tra la caduta massi e i crolli di roccia è alquanto sfumato: spesso è fissato attraverso un criterio geometrico, classificando come frane di crollo quegli eventi che coinvolgono almeno alcune centinaia di metri cubi di materiale roccioso. In altri casi è utilizzato un criterio meccanico, ovvero sono considerati fenomeni franosi quei movimenti gravitativi in grado di generare un'energia cinetica superiore a quella normalmente assorbibile dalle opere di difesa ordinarie di tipo passivo (ad es. barriere e terrapieni paramassi). Questo limite energetico è spesso posto intorno ai 2000-3000 kJ.

Lo studio del fenomeno di caduta massi e dei crolli di roccia ha lo scopo di individuare le zone potenzialmente instabili, la massima distanza percorribile dal masso distaccato, la traiettoria più probabile o più sfavorevole per la realizzazione delle opere di difesa e la massima energia d'impatto che dovrà essere dissipata dalla singola opera di difesa.

1.2. IL RUOLO DI PROTEZIONE DEI POPOLAMENTI FORESTALI NEI CONFRONTI DEI PERICOLI NATURALI PIÙ FREQUENTI IN AMBIENTE MONTANO

Le foreste possono offrire una valida protezione nei confronti dei pericoli naturali. Infatti, durante il verificarsi dei pericoli naturali la presenza della vegetazione spesso ne impedisce o ne limita il manifestarsi (Sidle *et al.*, 2006; Berretti *et al.*, 2009) attraverso la trattenuta di materiale e/o contenendo l'entità del disturbo causato dagli eventi una volta che questi si sono innescati. Pertanto, molti soprassuoli forestali montani rivestono un duplice ruolo protettivo (Ott *et al.*, 1997): accanto ad una funzione di stabilizzazione del pendio dall'erosione diffusa o incanalata (protezione indiretta), svolgono una funzione di protezione diretta nei confronti di fenomeni quali valanghe, caduta massi, scivolamenti superficiali e colate detritiche. Nelle Alpi a causa della crescente pressione turistica e del fabbisogno di infrastrutturale, la funzione di protezione delle foreste di montagna acquistata sempre maggiore importanza (Kräuchi *et al.*, 2000). Nei confronti degli eventi episodici, le foreste di protezione rappresentano, infatti, un'interessante misura per la loro capacità di riduzione dei pericoli ed i costi di gestione relativamente bassi (Schönenberger e Brang, 2004). Il ruolo della foresta non ha la stessa importanza e non agisce nello stesso

modo nei confronti di tutti i pericoli naturali. La funzione di protezione offerta nei confronti dei processi di versante varia secondo il tipo di pericolo naturale considerato e del tipo di soprassuolo. Una sintesi della funzione di mitigazione svolta dalle foreste nei confronti dei processi idro-geomorfologici più importanti è riportata in

Tabella 2.

L'efficacia e l'affidabilità della protezione dipende dal tipo di pericolo naturale, dalla sua frequenza ed intensità e dalle condizioni del bosco stesso. La capacità protettiva può essere migliorata aumentando la stabilità dei singoli individui attraverso un'attenta pianificazione dei gruppi di rinnovazione nel tempo e nello spazio. Fidej *et al.* (2015) evidenziano la necessità di una valutazione periodica e gestione di queste foreste di protezione. Gli effetti negativi dei disturbi possono essere mitigati da foreste di età irregolari, dove la presenza e la distribuzione degli alberi assicurano una protezione contro i pericoli naturali e la possibilità di "sostituzione" degli alberi danneggiati con la rinnovazione esistente assicura l'elasticità del soprassuolo (O'Hara, 2006). Per tali foreste, è necessario prevedere un diverso obiettivo selvicolturale.

Tabella 2. Sintesi delle funzioni di prevenzione e mitigazione svolta dalla componente forestale per i pericoli idro-geomorfologici più diffusi in ambito montano (modificato da Sakals *et al.*, 2006).

		ALLUVIONI	DEBRIS FLOW	INONDAZIONI	CADUTA MASSI	VALANGHE
PREVENZIONE	COPERTURA FORESTALE (STRUTTURA)	<ul style="list-style-type: none"> influenza lo scioglimento della neve e diminuire i picchi di piena 	<ul style="list-style-type: none"> influenza lo scioglimento della neve con effetti sulla coesione del terreno 	<ul style="list-style-type: none"> influenza lo scioglimento della neve e diminuire i picchi di piena 	-	<ul style="list-style-type: none"> incrementa la stabilità del manto nevoso per l'aumento di scabrezza del terreno influenza il metamorfismo della neve per il microclima che crea
	RINFORZO RADICALE	<ul style="list-style-type: none"> incrementa la stabilità dei versanti e rinforza le sponde 	<ul style="list-style-type: none"> incrementa la stabilità dei versanti e rinforza le sponde 	<ul style="list-style-type: none"> incrementa la stabilità dei versanti e rinforza le sponde 	<ul style="list-style-type: none"> può incrementare o ridurre il pericolo in relazione alle condizioni del sito 	-
	SUOLO	<ul style="list-style-type: none"> riduce il deflusso superficiale incrementa la stabilità dei versanti per l'aumento della capacità di infiltrazione 	<ul style="list-style-type: none"> incrementa la stabilità dei versanti per l'aumento della capacità di infiltrazione 	<ul style="list-style-type: none"> riduce il deflusso superficiale incrementa la stabilità dei versanti per l'aumento della capacità di infiltrazione 	-	-
MITIGAZIONE	STRUTTURA	<ul style="list-style-type: none"> fornisce una struttura per la dissipazione energetica ostacola il deflusso facilita la formazione di accumuli di legname 	<ul style="list-style-type: none"> fornisce una struttura per la dissipazione energetica ostacola il deflusso facilita la formazione di accumuli di legname 	<ul style="list-style-type: none"> fornisce una struttura per la dissipazione energetica (aumento coefficiente <i>n</i> Manning) ostacola il deflusso facilita la formazione di accumuli di legname 	<ul style="list-style-type: none"> fornisce una struttura per la dissipazione energetica 	<ul style="list-style-type: none"> fornisce una struttura per la dissipazione energetica ostacola il deflusso
	RINFORZO RADICALE	<ul style="list-style-type: none"> rinforzo spondale e suolo limitando i fenomeni di avulsione 	<ul style="list-style-type: none"> rinforzo spondale e suolo limitando i fenomeni di avulsione 	<ul style="list-style-type: none"> rinforza sponde e suolo limitando i fenomeni di avulsione 	<ul style="list-style-type: none"> nullo 	-

Di seguito è fornita una breve panoramica del ruolo di protezione offerto dai soprassuoli forestali nei confronti dei pericoli naturali più comuni in ambiente montano.

- **Le valanghe**

Nei confronti delle valanghe di neve, le foreste non sono in grado di arrestare la massa nevosa in movimento, ma piuttosto, sui versanti ripidi, hanno un importante ruolo nell'impedire lo sviluppo di strati deboli all'interno del manto nevoso condizionando l'accumulo stagionale e la fusione della neve (Schnorbus e Alila, 2004) poiché modificano l'equilibrio energetico all'interno del bosco. Nelle foreste si registrano, infatti, spessori di neve minori e livelli di fusione più lenti rispetto alle aree non boscate (Winkler *et al.*, 2005). Avviene quindi un aumento della stabilità del manto nevoso per effetto del microclima che si crea, il quale comporta una riduzione dell'escursione termica diurna (Weir, 2002), inibendo il distacco della valanga (McClung, 2001). La stabilità del manto è favorita anche attraverso l'aumento della scabrezza superficiale del suolo creato dai fusti degli alberi, dal legname a terra e dalle ceppaie (McClung, 2001; Weir, 2002). Inoltre, le foreste contribuiscono a diminuire il trasporto eolico di neve (McClung, 2001), limitando così la formazione di pericolosi accumuli.

Il soprassuolo forestale non solo è in grado di prevenire l'innescio di valanghe (de Quervain, 1979; Gubler e Rychetnik, 1991), ma gioca un ruolo importante anche nel limitare la distanza di arresto (*runout*) per valanghe di medio-piccole dimensioni (Teich *et al.*, 2014). Pertanto le foreste possono essere considerate un'efficace misura di protezione, laddove le condizioni meteorologiche e stazionali ne consentono la crescita. In tale contesto il problema è capire come le foreste agiscono nell'arrestare le valanghe. Tradizionalmente, i modelli dinamici impiegati nel calcolo delle *runout* attribuiscono alle foreste un ruolo secondario nella dissipazione energetica del flusso (Feistl *et al.*, 2012). Ma, le valanghe di piccole dimensioni sono particolarmente sensibili alla topografia locale, alle asperità del terreno, alla struttura forestale e alle condizioni della neve (Bühler *et al.*, 2011). Per questo motivo, vi è la necessità di indagare e quantificare l'effetto di decelerazione operato dai boschi (Bebi *et al.*, 2009; Takeuchi *et al.*, 2011). Infatti, fino al momento in cui le piante sono in grado di resistere alle forze dinamiche alle quali sono sottoposte esse rappresentano validi ostacoli esercitando un effetto di decelerazione sulla massa di neve in movimento (Faug *et al.*, 2011). Tuttavia, ad oggi è scarsa la conoscenza riguardo alla dimensione critica di una valanga in grado di distruggere un determinato popolamento forestale (Margreth, 2004).

- **I processi fluviali**

Le foreste con le loro chiome intercettano le precipitazioni, che sono poi sottoposte ad evaporazione e con le radici favoriscono la formazione di macro-pori creando percorsi di flusso preferenziali e lo sviluppo di un'efficace rete di drenaggio (Noguchi *et al.*, 2001). Ciò comporta la laminazione del picco di piena dovuto alla maggiore capacità d'infiltrazione dell'acqua nel terreno ed il conseguente aumento dei tempi di corrivazione, riducendo la disponibilità di acqua al suolo limitando o impedendo così lo sviluppo di altri processi idro-geomorfologici. Questo effetto viene però ridotto al crescere dell'umidità nel suolo e l'acqua in eccesso viene rapidamente allontanata attraverso vie preferenziali di flusso (Sidle *et al.*, 2000). Il ruolo delle foreste nei corsi d'acqua e nelle zone riparie non è però così rilevante come per i versanti, tuttavia, le foreste hanno una certa influenza. Questi sono legati dal tipo di vegetazione presente in alveo (rigida, flessibile o entrambe) e dal grado di sommersione (completa o parziale). La vegetazione ripariale contribuisce al consolidamento/stabilizzazione delle sponde limitando l'erosione spondale (Abernethy e Rutherford, 2000) e rafforzando la massa di terreno in cui si potrebbero verificare fenomeni di avulsione (Wilford *et al.*, 2005). Inoltre, opera nei confronti dei deflussi idrici un aumento della scabrezza delle sponde con il conseguente aumento della resistenza al deflusso. Se ciò implica da un lato una riduzione

della velocità media della corrente e la conseguente riduzione delle azioni tangenziali sul contorno bagnato, dall'altro si assiste ad un aumento del livello idrometrico e il conseguente aumento del rischio idraulico. Ma la presenza di vegetazione in alveo può essere elemento di rischio durante gli eventi di piena poiché può causare l'ostruzione delle luci dei ponti.

Più significativa è l'influenza che le foreste hanno nei confronti della presenza di sedimento disponibile alla movimentazione. La presenza del bosco nelle zone montane limita o impedisce la produzione di sedimento e la formazione di frane di versante contribuendo alla loro consolidazione attraverso l'azione svolta delle radici (ad es. Abe e Iwamoto, 1986: in Ishikawa *et al.*, 2003; Kondo *et al.*, 2004). Esse ostacolano il movimento del flusso detritico e favoriscono la deposizione per effetto della maggiore resistenza fornita dalla presenza di tronchi e ramaglie al suolo, ad esempio (Abe e Iwamoto, 1986: in Ishikawa *et al.*, 2003; Mizuyama *et al.*, 1989: in Ishikawa *et al.*, 2003). Nei terreni poco profondi, le radici sono in grado di penetrare attraverso l'intero spessore di terreno agendo come sistemi di ancoraggio del substrato. Invece, quelle presenti negli orizzonti più superficiali del suolo creano un manto radicale che rafforza il terreno (Sidle *et al.*, 2006).

- **Il trasporto iper-concentrato e le colate detritiche**

L'analisi dell'influenza della vegetazione sui processi di trasporto iperconcentrato e di colate detritiche non può prescindere dalla distinzione tra le due componenti, liquida e solida, che formano la miscela. Infatti, le foreste, con la loro presenza, influenzano entrambe, sia attraverso azioni dirette sia indirette. Attraverso gli effetti d'intercettazione ed evaporazione delle precipitazioni contribuiscono a ridurre l'acqua disponibile per la generazione dell'evento di piena, anche se tale effetto è ridotto per gli eventi più significativi (Hewlett, 1982). La presenza di alberi e di detriti legnosi, con altri tipi di vegetazione ripariale, contribuiscono ad aumentare la scabrezza del corso d'acqua, con una conseguente diminuzione della forza erosiva ed una maggiore ritenzione di sedimenti (Gomi *et al.*, 2001; Wilford *et al.*, 2005).

Diversi processi favoriscono la deposizione delle colate detritiche, quali: la riduzione della pressione interstiziale del fluido (ad es. Terzaghi, 1956; Hutchinson, 1986), la riduzione della resistenza viscoplastica allo snervamento (Johnson, 1970; Johnson e Rodine, 1984; Coussot e Proust, 1996), la riduzione delle tensioni generate dalla collisione tra le particelle (ad es. Lowe, 1976; Takahashi, 1991) e l'aumento dell'attrito di contatto tra i grani e dell'attrito ai margini del flusso (ad es. Major e Iverson, 1999, Major, 2000). Nonostante molti studi abbiano approfondito tali meccanismi, pochi indagini sono state condotte per approfondire il ruolo della vegetazione nel contenere le *runout* dei flussi detritici. Infatti, la presenza di un soprassuolo arboreo e/o arbustivo è un carattere distintivo dei conoidi alluvionali in ambiente montano, ma riveste un ruolo ancora poco conosciuto nel favorire la deposizione dei *debris flow*. Questa è dovuta all'ulteriore dissipazione energetica che il popolamento forestale determina per effetto della maggiore resistenza al moto e all'impatto che causa.

Ishikawa e Suzuki (1961: in Ishikawa *et al.*, 2003) hanno studiato il movimento dei sedimenti su una zona non boscata in lieve pendenza ricoperta da cespugli di bambù ed hanno suggerito l'ampiezza della zona foresta necessaria per limitare il movimento dei sedimenti. Mizuyama *et al.* (1989: in Ishikawa *et al.*, 2003) e Iwasawa *et al.* (1991: in Ishikawa *et al.*, 2003) hanno effettuato esperimenti per studiare l'effetto di riduzione del movimento operato dalle foreste nei confronti di flussi costituiti da sabbia, detrito secco e acqua confermando che la deposizione dei sedimenti è favorita, in una certa misura, dalla presenza di alberi ad alta densità. Mizuyama e Narita (1988) hanno tentato di studiare in situ l'effetto di assorbimento dell'energia d'impatto dei flussi detritici ad opera dei popolamenti forestali mediante prove di carico dinamiche e sulla base di indagini di campo; Ishikawa *et al.* (2000) hanno studiato i danni subiti dalle piante durante il processo di deposizione. Le osservazioni effettuate su *debris flow* in Oregon hanno attestato che le foreste possono influenzarne le *runout*: le colate detritiche che attraversano boschi

maturi (9-100 anni) percorrevano distanze più brevi (Robison *et al.*, 1999; May e Gresswell, 2003; Miller e Burnett, 2008), rispetto le colate detritiche che attraversavano boschi giovani (< 9 anni) i quali presentavano i volumi erosi maggiori (Robison *et al.*, 1999). La capacità di limitare il movimento di masse detritiche da parte della vegetazione forestale è stata confermata anche in uno studio condotto da Ishikawa *et al.* (2003), dagli alti coefficienti di attrito e dalla minore lunghezza media delle aree di deposizione in siti boscati rispetto ai siti non boscati. Guthrie *et al.* (2010) studiando a scala regionale l'effetto della foresta e delle zone di transizione tra foresta e aree disboscate sul comportamento dei *debris flow* sottolineano l'importanza di lasciare fasce boscate lungo le aree da disboscare. Infatti, il 48% dei *debris flow* osservati si sono arrestati entro 40 m dall'entrata in bosco, mentre il 72% entro 50 m, mentre le larghezze dei *debris flow* hanno subito una riduzione dopo il passaggio attraverso il bosco maturo nell'88% dei casi, indicando che la foresta può agire come un'efficace barriera dissipativa del processo. Gli stessi Autori reputano quindi utile il mantenimento una fascia tampone di bosco di 50 m attorno ai principali corsi d'acqua perché in grado di ridurre sensibilmente il potenziale di impatto delle colate detritiche. In Alaska, Johnson *et al.* (2000) hanno notato che la deposizione dei *debris flow* ha inizio per angoli di circa 19° nel caso di aree disboscate e si alza a 29° nel caso di aree boscate. Analogamente, Guthrie *et al.* (2010) hanno osservato che il processo di deposizione dei *debris flow* avviene per valori massimi di pendenza di circa 35°, prossimo all'angolo di attrito interno della ghiaia o della sabbia umida; questi alti valori sono spiegati dall'influenza esercitata dalla morfologia del terreno e dalla presenza della foresta. Invece, Lancaster *et al.* (2003) hanno osservato come il legname proveniente dai versanti e coinvolto nel processo possa indurre la riduzione della *runout* inducendo una modifica del comportamento principale del flusso detritico.

A dispetto di questi studi, ci sono ancora molte questioni irrisolte relative alla trasferibilità dei risultati delle analisi di campo al modello teorico per le difficoltà di scalatura delle variabili come la distribuzione granulometrica dei detriti e la concentrazione volumetrica della miscela, la determinazione della velocità di deflusso e delle condizioni topografiche e la valutazione dei danni arrecati alle foreste.

- **La caduta massi**

Le foreste sono in grado di offrire una protezione efficace contro la caduta massi qualora la loro struttura è ben adattata a questa funzione (Motta e Haudemand, 2000; Corominas *et al.*, 2005). La capacità delle foreste di montagna di agire come una barriera contro la caduta di massi è evidenziata dal numero di alberi danneggiati presenti. Si possono distinguere quattro diversi tipi di effetti svolti dalla struttura forestale sulle dinamiche di caduta dei massi: la dissipazione di energia cinetica attraverso l'impatto diretto tra masso e tronco (Stoffel *et al.*, 2006; Lundström *et al.*, 2007; Lundström *et al.*, 2009); la dissipazione di energia cinetica attraverso le interazioni tra roccia e vegetazione arbustiva; l'aumento della scabrezza del pendio e la conseguente riduzione del coefficiente di restituzione (Jones *et al.*, 2000); l'effetto positivo della vegetazione forestale sulle caratteristiche geotecniche del suolo (Pfeiffer e Bowen, 1989). Le conclusioni di Perret *et al.* (2004) indicano che l'effetto netto tra questi fenomeni è strettamente dipendente dalle condizioni del sito. Le foreste possono quindi fungere da elementi protettivi arrivando ad assorbire fino all'ottanta per cento dell'energia cinetica posseduta dai massi in funzione del numero d'impatti che avvengono e dell'energia cinetica dissipata da ogni singolo impatto.

I primi tentativi di caratterizzazione e quantificare l'effetto di protezione dei soprassuoli nei confronti della caduta massi sono stati eseguiti da Jahn (1988) e Zinggeler (1990). Jahn (1988) ha analizzato i risultati ottenuti da esperimenti empirici effettuati rilasciando massi da un pendio. Zinggeler (1990) ha analizzato matematicamente un set di dati riguardanti le traiettorie dei massi e ha dimostrato l'influenza su di questa della pendenza del versante, delle condizioni del suolo e degli alberi in piedi. Vari Autori (ad es. Dorren e Berger, 2006; Rammer *et al.*, 2010) hanno osservato una relazione di tipo

esponenziale tra il diametro del fusto a petto d'uomo (DBH) e la massima energia dissipata a seguito dell'impatto del masso con la pianta. Per piante di abete bianco (*Abies alba*) la massima energia dissipata (E_{diss}) è ben descritta dalla seguente equazione empirica:

$$\max(E_{diss}) = 38.7 DBH^{2.31} \quad [1]$$

Per specie diverse dall'abete bianco è stato dimostrato che le latifoglie resistono meglio alla rottura del fusto in seguito all'impatto rispetto alle conifere (Figura 2).

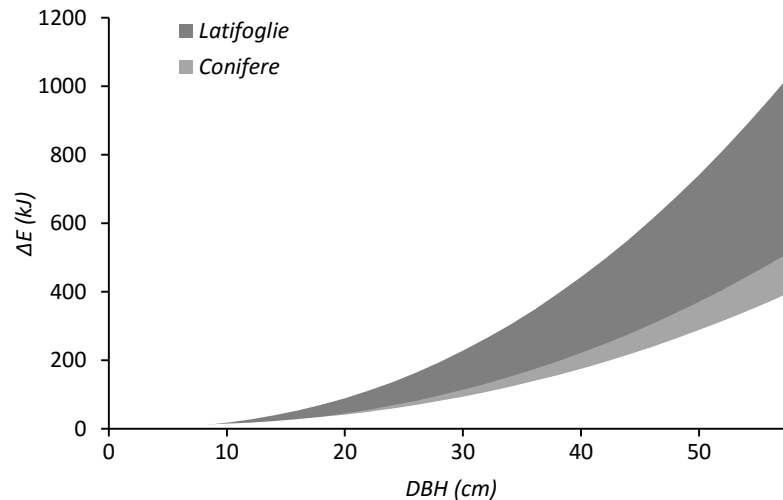


Figura 2. Relazione generale tra il diametro a petto d'uomo (DBH) e l'energia che può essere dissipata in caso di impatto, a non più di 2 m lungo il fusto, per latifoglie e conifere (basata sui dati di Dorren e Berger, 2006).

Ma l'energia cinetica che è dissipata varia anche all'interno della stessa specie e per piante di uguale dimensione in funzione alla posizione d'impatto lungo l'asse verticale centrale del tronco (*Central Tree Axis, CTA*). Dorren e Berger (2006) propongono un modello (eq. [2]) che tenga conto di questo elemento di variabilità suddividendo il tronco in tre zone di impatto (Figura 3a): impatto frontale, laterale e di striscio. Nella zona frontale si ha la massima dissipazione e all'aumentare della distanza tra l'asse verticale e il punto di impatto si assiste ad una crescente riduzione della capacità dissipativa, la quale sembra assumere un andamento sigmoideale (Figura 3b).

$$\Delta E = -0.046 + \frac{0.98 + 0.046}{1 + 10^{-8.007 \left[0.58 - \left(\frac{C_i - CTA}{0.5} \right) DBH \right]}} \quad [2]$$

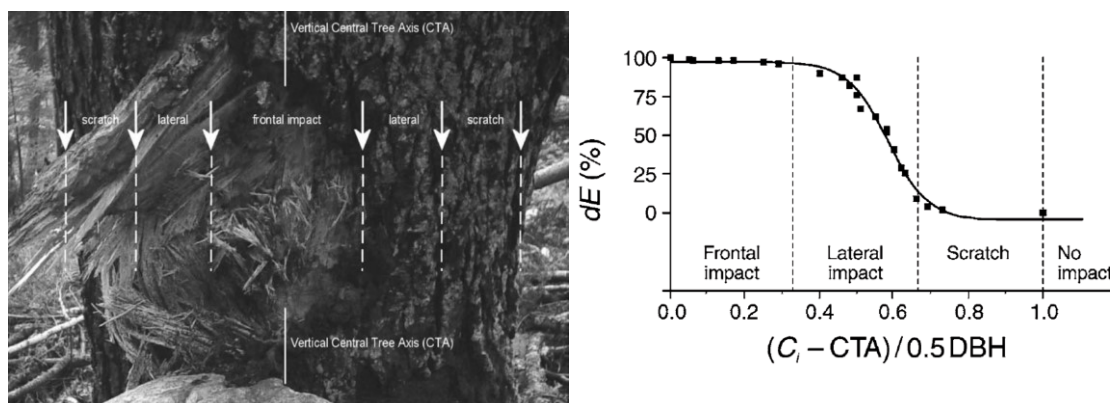
Dove, ΔE (%) è la percentuale di energia massima dissipata, $C_i - CTA$ (m) rappresenta la distanza tra il punto d'impatto massa/pianta e l'asse verticale centrale.

Gsteiger (1989) ha introdotto il concetto di "distanza media tra i contatti" (*Average Distance between Contacts, ADC*), ripreso poi da altri Autori (ad es. Brauner *et al.*, 2005; Ciabocco *et al.*, 2009) ed oggi ampiamente applicato e testato. Nella descrizione di un evento di caduta massi, la probabilità di impatto (o il numero di impatti) rappresenta un parametro importante quanto la capacità di dissipare energia cinetica: maggiore è il numero di impatti, maggiore sarà l'energia cinetica dispersa dal bosco. L'indice ADC descrive la distanza media tra due impatti, dipende quindi dalle dimensioni del masso e dalla struttura del soprassuolo forestale. Nota la distanza percorsa all'interno della struttura forestale da un masso è stimato l'ipotetico numero di impatti ipotizzando una distribuzione casuale delle piante nell'area

in esame, utilizzando la densità del soprassuolo (numero di alberi per ettaro). Per le fustaie Gsteiger (1989) ha proposto di calcolare l'indice ADC nel modo seguente:

$$ADC = \frac{A}{N B + N * DBH_m} \quad [3]$$

Dove, B è il diametro del masso (m), A è la proiezione orizzontale dell'area campione (m^2), DBH_m è il diametro medio dei tronchi nell'area campione (m) e n è il numero di alberi presenti.



a) Tipi di impatto

b) Relazione tra la distanza tra il centro di impatto e l'asse verticale dell'albero ed energia dissipata

Figura 3. a) Tre tipi principali di impatto definiti secondo la distanza tra il centro di impatto del masso e l'asse verticale centrale dell'albero (CTA). b) Relazione sigmoideale che lega la distanza tra il centro di impatto e l'asse verticale dell'albero (CTA), visto dalla direzione di impatto ($C_i - CTA$) e la percentuale della massima quantità di energia dissipata da un albero (ΔE , max) (da Dorren e Berger, 2006).

In un bosco ceduo, poiché la distribuzione spaziale degli alberi è diversa da quella di una fustaia, Ciabocco *et al.* (2009) hanno proposto di modificare l'equazione di Gsteiger (1989) introducendo nel calcolo della [3] un termine che gli Autori definiscono "struttura di intercettazione". Se il diametro medio di un masso è minore della distanza media tra le ceppaie, gli Autori propongono di assumere che la struttura forestale sia simile a quella di una fustaia. Invece, se il diametro medio è maggiore di impiegare la relazione modificata che tiene in considerazione della "struttura di intercettazione" è la seguente:

$$ADC = \frac{A}{(N_c + N_s)B + N_c * DBH_{si} + N_s * DBH_m} \quad [4]$$

Dove N_s è il numero di ceppaie nell'area campione, N_c è il numero di polloni, DBH_{si} è il diametro medio della "struttura d'intercettazione" (m), ovvero la somma del diametro medio a petto (DBH_m) più la distanza media tra i polloni della ceppaia (DBH_{int}). Allo stesso tempo è necessario considerare che un trattamento selvicolturale con il taglio di uno o più polloni produce un grande incremento di DBH_{int} . È possibile quindi calcolare l'ipotetico numero d'impatti (N_{ip}) se è nota la lunghezza della traiettoria del masso all'interno della struttura forestale (L_{tra}):

$$N_{ip} = \frac{L_{tra}}{ADC} \quad [5]$$

Seguendo l'approccio proposto da Brauner *et al.* (2005), l'energia dissipata durante l'impatto (W_{DBH_m} , J) è calcolata come funzione del volume medio del tronco (V_m , m^3), calcolato utilizzando dati reali

desunti da misurazioni forestali e la relazione che esprime l'energia assorbita durante l'impatto e responsabile della produzione di fratture nel tronco ($U_{fr-wood}$, J m⁻³) e può essere derivata da dati di letteratura (ad es. Berger *et al.*, 2001; Brauner *et al.*, 2005):

$$W_{DBHm} = V_m * U_{fr-wood} \quad [6]$$

L'energia cinetica totale del masso dissipata ($E_{diss} = J$) lungo il percorso attraverso il bosco è pari a:

$$E_{diss} = \frac{L_{tra}}{ADC} * V_m * U_{fr-wood} \quad [7]$$

3. ATTRITO, SCABREZZA E RESISTENZA AL MOTO

Un corpo posto a contatto con una superficie scabra si sviluppa una resistenza dovuta all'interazione del corpo con la superficie e definita forza di attrito. La forza d'attrito è dovuta al fatto che le superfici a contatto non sono mai perfettamente lisce ma presentano delle irregolarità (rugosità) che costituiscono un ostacolo per il movimento. L'attrito si può manifestare sotto due forme: l'attrito statico il quale impedisce il movimento di un corpo fintanto che la forza di trascinamento applicata al corpo non supera un certo valore soglia e l'attrito dinamico, che è presente quando un corpo è in movimento ed è diretta in verso contrario al moto, agisce rallentando ed eventualmente arrestando il corpo. Superata tale soglia il corpo inizia a muoversi e l'attrito da statico diventa dinamico. La forza di attrito dipende dalla forza normale applicata sulla superficie di scorrimento e dalla scabrezza delle superfici a contatto, scabrezza che è riassunta da una costante chiamata coefficiente di attrito. Il termine scabrezza indica pertanto la rugosità delle superfici a piccola scala. La presenza dell'attrito si manifesta sotto forma di forze tangenziali distribuite sulla superficie in cui i corpi vengono in contatto.

I moti gravitativi che avvengono in natura su una superficie sono accumulati dalla resistenza al moto dovuta all'attrito radente che si origina per effetto della scabrezza e alle forze di adesione lungo la superficie di contatto.

Su di un corpo posto a contatto con una superficie scabra si sviluppa una resistenza dovuta all'interazione del corpo con la superficie e definita forza di attrito. La forza d'attrito è dovuta al fatto che le superfici a contatto non sono mai perfettamente lisce ma presentano delle irregolarità (scabrezza) che costituiscono un ostacolo per il movimento. L'attrito si può manifestare sotto due forme: l'attrito statico il quale impedisce il movimento di un corpo fintanto che la forza di trascinamento applicata al corpo non supera un certo valore soglia e l'attrito dinamico, che è presente quando un corpo è in movimento ed è diretta in verso contrario al moto, agisce rallentando ed eventualmente arrestando il corpo. Superata tale soglia il corpo inizia a muoversi e l'attrito da statico diventa dinamico. La forza di attrito dipende dalla forza normale applicata sulla superficie di scorrimento e dalla scabrezza delle superfici a contatto, scabrezza che è riassunta da una costante chiamata coefficiente di attrito. Il termine scabrezza indica pertanto la rugosità delle superfici a piccola scala. La presenza dell'attrito si manifesta sotto forma di forze tangenziali distribuite sulla superficie in cui i corpi vengono in contatto.

In base al tipo di movimento possono essere distinti tre tipi di attrito. L'attrito statico o dinamico cambia a seconda se un corpo avanza attraverso un fluido (ad es. aria o acqua) o se si muove a contatto

con una superficie solida. Nel primo caso si parla di attrito viscoso, mentre nel secondo si parla di attrito radente o volvente a seconda se il corpo striscia o rotola sopra la superficie. L'attrito radente si origina tra superfici di corpi solidi a contatto ed è dovuto allo strisciamento e la forza di attrito ($F_{a,s}$) che si origina è direttamente proporzionale alla forza premente ($F_{p\perp}$) del corpo secondo una costante di proporzionalità definita coefficiente di attrito statico radente (μ_s):

$$F_{a,s} = F_{p\perp} \mu_s \quad [8]$$

Per mettere in movimento un corpo occorre vincere la forza d'attrito statico $F_{a,s}$; una volta in moto permane una forza d'attrito dinamica $F_{a,d}$, anche questa direttamente proporzionale alla forza premente secondo un coefficiente definito di attrito dinamico radente (μ_d):

$$F_{a,d} = F_{p\perp} \mu_d \quad [9]$$

Nel caso di flussi, per definire la resistenza globale, a questa componente occorre sommare l'effetto dell'attrito interno, ovvero la resistenza allo scorrimento prodotta dalla viscosità del flusso. La forza di attrito viscoso ($F_{a,v}$) è una forza tangenziale che si origina dal moto relativo di due strati adiacenti di un fluido. Sperimentalmente si è osservato che:

$$F_{a,v} = -\mu_{d,v} \frac{v A}{h} \quad [10]$$

Dove, v è la velocità relativa degli strati di fluido, A è l'area di contatto, h è lo spessore dell'area di contatto considerata e $\mu_{d,v}$ è il coefficiente di attrito dinamico viscoso (o viscosità). $\mu_{d,v}$ dipende dalla temperatura del fluido e nel caso di fluidi Newtoniani non dipende dalla velocità relativa degli strati, mentre per fluidi non Newtoniani dipende dalla velocità relativa degli strati. Quando un corpo si muove con velocità v in un fluido su di esso si sviluppano forze superficiali agenti in direzione normale (forze di pressione) e tangenziale (forze viscosi), le quali danno luogo ad una forza risultante espressa come somma di una componente di resistenza, con verso uguale a quello della velocità relativa e una componente in direzione perpendicolare alla velocità relativa, chiamata portanza. Il coefficiente di resistenza è generalmente una funzione del numero di Reynolds.

Le tensioni tangenziali, τ , che si sviluppano in seguito all'azione delle forze di attrito sono pertanto pari a:

$$\tau_{F_pressione} = \mu \frac{F_{p\perp}}{A} \quad [11]$$

$$\tau_{F_viscose} = \mu \frac{v}{h} = \mu \frac{du}{dh} \quad [12]$$

Quando le superfici sono in movimento relativo queste forze di attrito provocano una dissipazione di energia che genera calore.

L'attrito, il quale è stato visto dipendere dalla scabrezza delle superfici di contatto, interviene nella definizione fisica di tutti i processi gravitativi che costituiscono un pericolo in ambiente montano: nell'analisi della stabilità dei pendii, nella stima delle massime *runout* di massi e colate detritiche e nella definizione del rischio idraulico nei corsi d'acqua.

In idraulica, la scabrezza superficiale è, con la pendenza del canale (Römkens *et al.*, 2002), il più grande fattore di attrito ed è legato allo sforzo tangenziale che si genera tra il letto del canale e il fluido e proporzionale al gradiente di velocità del fluido, valutato nella direzione perpendicolare al moto (Chanson, 1999a). I coefficienti di scabrezza abitualmente impiegati per calcolare la velocità delle correnti e per la modellazione dei deflusso idrici sono tre: il coefficiente di Chézy, il coefficiente di Manning e il fattore di

attrito di Darcy-Weisbach (Gilley e Finkner, 1991, Chanson, 1999b). Il modo più comune per stimare la scabrezza superficiale e quindi i tre coefficienti di attrito, impiega la distribuzione granulometrica del sedimento nel canale (Bathurst, 1985; Nikora e Goring, 1998). Da qui l'importanza di una corretta definizione dei parametri di scabrezza superficiale del terreno da impiegare nello studio dei comportamenti dei processi naturali che costituiscono un potenziale pericolo per l'uomo.

3.1. L'IMPIEGO DEI DATI LIDAR NELLO STUDIO DELLA SCABREZZA SUPERFICIALE

Lo studio dei diversi pericoli naturali è accumulato dalla necessità di comprendere i meccanismi che regolano il comportamento della massa durante le fasi di innesco, propagazione e arresto del fenomeno. Nella definizione di tale comportamento, oltre che le caratteristiche della massa, è stato visto che particolare importanza riveste l'interazione tra la massa in movimento e la superficie di scorrimento: l'attrito offerto dalla superficie di scorrimento dà infatti luogo a sforzi tangenziali che si oppongono al movimento verso valle. Perciò, riuscire a quantificare la resistenza offerta dal terreno rappresenta uno dei punti chiave della modellazione di tutti i processi naturali gravitativi, infatti, le velocità in gioco diminuiscono con l'aumentare della scabrezza (Hollaus *et al.*, 2011) ed è legata alla definizione di parametri di scabrezza in grado di descrivere, più o meno in dettaglio, la topografia del piano di scorrimento. Riuscire a quantificare spazialmente la variabilità spaziale dei parametri geo-morfometrici rappresenta un'importante passo per la comprensione della loro dinamica, in quanto non è sufficiente sapere che una determinata area è più o meno scabra di un'altra, ma piuttosto quanto e dove questa differenza si verifica dal momento che può essere correlata alle caratteristiche e ai fenomeni idrogeologici. Esistono però difficoltà di quantificazione dovute in primo luogo al fatto che si tratta di parametri scala varianti, pertanto, un'accurata modellazione dei processi deve basarsi su precise informazioni morfologiche adeguatamente scalate in base all'oggetto di studio. Infatti, la scabrezza superficiale è definita a piccola scala dalle variazioni di quota entro pochi decimetri dal suolo, caratteri rilevanti in questo contesto sono il diverso tipo di copertura del suolo, come la copertura erbosa e la vegetazione erbacea. A media scala è invece definita come il dislivello, o meglio l'irregolarità della superficie del terreno (compresi le rocce e la vegetazione bassa); le caratteristiche rilevanti sono massi e arbusti, mentre l'ordine di grandezza spazia dai decimetri a qualche metro. Infine, a grande scala diventano influenti le caratteristiche topografiche e morfologiche del terreno e l'ordine di grandezza può variare da qualche metro a qualche centinaio di metri (Jutzi *et al.*, 2005). Per esempio per i processi idraulici, la scabrezza causata dagli accumuli di vegetazione e da piccole variazioni topografiche a scala di diverse decine di metri influenza la direzione e la concentrazione del deflusso (Emmett, 1970), mentre la scabrezza di grano e superficiale a scala fine conferisce resistenza al moto (Abrahams e Parsons, 1991). Da ciò l'ulteriore difficoltà, a media ed elevata scala, legata alle diverse componenti che, interagendo tra loro, influenzano la resistenza totale: la topografia del piano di scorrimento, rappresentata dalla variazione di elevazione e definita dalle forme morfologiche che modellano il terreno e la componente "sovra-imposta" legata alla presenza di elementi naturali o antropici che si trovano sopra la superficie e che sono coinvolti nel processo gravitazionale.

Ad oggi non esiste un'univoca definizione di scabrezza ampiamente accettata, inoltre non esiste un metodo standardizzato di quantificazione. Comunemente la quantificazione della rugosità del terreno avviene attraverso indagini di campo (Saleh, 1993; Govers *et al.*, 2000), ma recentemente, la fotogrammetria digitale e le scansioni laser stanno rappresentando un'alternativa efficiente e precisa alle tecniche di misura tradizionali (Haubrock *et al.*, 2009; Hodge *et al.*, 2009; Smith *et al.*, 2010). In particolare, con lo sviluppo della tecnologia Laser Scanner la misura della scabrezza superficiale ha guadagnato popolarità in un ampio spettro di discipline geo-scientifiche come l'analisi delle morfologie fluviale (Cavalli

et al., 2008) e di frane (McKean e Roering, 2004; Glenn *et al.*, 2006), il trasporto di massa eolico negli incendi (Sankey *et al.*, 2010) e la mappatura dei conoidi alluvionali (Frankel e Dolan, 2007). I primi tentativi di impiego dei *DTM* nell'analisi geo-morfometrica del terreno sono stati condotti da Gritzner *et al.* (2001) per la delimitazione delle aree a rischio di frana, da Bishop *et al.* (2003) per l'identificazione delle zone soggette a processi superficiali in terreno montano e da Ganas *et al.* (2005) per la mappatura morfologica ed interpretazioni strutturali. Queste analisi in genere impiegano le derivate di primo e secondo ordine del dato di elevazione, come la pendenza, l'esposizione, la curvatura longitudinale e tangenziale ecc. I risultati ottenuti da McKean e Roering (2004) hanno dimostrato che la scabrezza superficiale locale può essere misurata con precisione impiegando *DTM* ad alta risoluzione. In tale contesto, la scabrezza superficiale è generalmente definita come la deviazione standard delle distanze dei punti di quota da una superficie fittizia fittata, normalmente definita sulla base di sottoinsiemi locali del set di dati completo o, in altri casi (Frankel e Dolan, 2007), dai cambiamenti di pendenza dei dati all'interno di una finestra mobile. Impiegando i *DTM* sono stati proposti numerosi metodi per la stima della scabrezza superficiale utilizzando una varietà di procedure di *fitting* della superficie di analisi. Questi includono l'utilizzo di una topografia residuale ottenuta dalla differenza tra il *DTM* originale e un *DTM* smussato (McKean e Roering, 2004; Haneberg *et al.*, 2005, Haneberg, 2007 e Cavalli *et al.* 2008); l'uso di piani di regressione (Fardin *et al.*, 2004), funzioni di lisciamento (*smoothing*, Frankel e Dolan, 2007) o i valori medi di finestre mobili (Sankey *et al.*, 2010). La caratteristica comune di questi metodi è che le superfici del terreno (*DTM*) sono fittate in funzione della variabilità di una coordinata spaziale, tipicamente l'elevazione. Queste tecniche forniscono un sistema di misurazione automatico, rapido ed oggettivo della scabrezza della rana topografia. Inoltre, consentono di pervenire a valori di scabrezza dell'area di analisi spazialmente distribuiti. D'altro canto, Bühler *et al.* (2011) hanno dimostrato che impiegando modelli di elevazione con scarsa risoluzione spaziale, dell'ordine di 25 metri o più, possono essere trascurate importanti caratteristiche del terreno, mentre il ricorso a *DTM* troppo precisi, dell'ordine di 1 metro o meno, possono portare a tempi di calcolo lunghi e persino a risultati della simulazione non corretti. Quindi, la risoluzione spaziale ottimale del *DTM* dipende dal tipo di processo e dal caso specifico considerato.

3.2. I POSSIBILI APPLICAZIONI DEI DATI LiDAR NELLO STUDIO DEI PERICOLI NATURALI

I sensori di telerilevamento installati su velivoli e satelliti sono in grado di rilevare dati su vasta scala, anche in aree inaccessibili e possono essere impiegati sia in indagini a livello regionale che di dettaglio. Queste caratteristiche ne fanno un utile strumento per lo studio di tutti i pericoli naturali, dall'identificazione delle suscettibilità al loro monitoraggio (Figura 4).



Figura 4. Fasi generali che portano alla mappatura delle aree di pericolo congiunte all'impiego di dati LiDAR.

I metodi per la descrizione delle caratteristiche del terreno che sfruttano i dati acquisiti da remoto possono essere raggruppati in quattro gruppi (Wilson *et al.*, 2007): pendenza, orientamento (esposizione), curvatura (planare, cioè lungo l'asse delle X, di profilo, lungo l'asse delle Y e totale, cioè planare e profilo) e variabilità del terreno. È importante sottolineare che i risultati ottenuti per il calcolo dei parametri del terreno sono tutti influenzati dalla dimensione della cella, dalla scala di analisi e dalla scelta dell'algoritmo per la creazione del modello digitale del terreno (Albani *et al.*, 2004). Punto chiave comune è quello di derivare dai dati grezzi un appropriato modello di elevazione digitale del terreno (DTM).

In previsione di sfruttare queste informazioni per la valutazione della scabrezza superficiale, di seguito sono analizzate le possibili applicazioni che forniscono utili esiti positivi nella comprensione e nella modellazione di alcuni dei pericoli naturali più frequenti negli ambienti alpini.

- **Le valanghe**

La scansione della superficie innevata è utilizzata per quantificare i volumi movimentabili e le forze di trascinamento che si sviluppano durante una valanga per convalidare e migliorare i modelli dinamici. Questa tecnologia consente inoltre di monitorare con estrema precisione e modellare l'evoluzione stagionale della distribuzione spaziale del manto nevoso. Lehning *et al.* (2011) hanno dimostrato come la distribuzione relativa della profondità della neve al suolo sia regolata principalmente dalle unità topografiche, caratterizzate dalla scabrezza superficiale estiva del terreno e da un generale gradiente altitudinale. Inoltre, le asperità del versante quali rocce affioranti, massi, dossi, fratture, terrazzamenti, sentieri, ... oppongono una certa resistenza allo scivolamento del manto verso valle. In questo conteso l'elemento "scala" gioca un ruolo centrale. Infatti, le valanghe generalmente non sono influenzate dalla scabrezza superficiale "fine" (Salm, 1982), questa può però diventare rilevante quando vi è una copertura di neve leggera (come ad inizio inverno) e la scabrezza superficiale può seriamente ostacolare il movimento della neve. I risultati ottenuti nello studio di Leitinger *et al.* (2008) mostrano che la scabrezza superficiale rappresenta una variabile in grado di influenzare significativamente lo scorrimento della neve al suolo. Gli Autori supportano l'ipotesi che il processo di scivolamento del manto nevoso può essere modellato attraverso un insieme di variabili standardizzate relative al clima, alla topografia e alla vegetazione. Il processo di scorrimento della neve dipende da tre forze motrici: la componente tangente della forza peso del manto nevoso, l'interazione degli elementi di scabrezza nell'interfaccia neve-suolo e la temperatura nell'interfaccia neve-suolo, o il contenuto d'acqua (Clarke e McClung, 1999; Newesely *et al.*, 2000). Tuttavia, con l'aumento dello spessore del manto nevoso, questo effetto scompare quasi del tutto.

- **Le correnti idrauliche**

Negli ultimi decenni la tecnologia LiDAR è stata ampiamente utilizzata per l'acquisizione di dati utili per varie attività di gestione dei bacini, come ad esempio la classificazione della vegetazione golenale, la determinazione del volume del suolo, lo studio morfologico e vegetazionale dell'alveo (Heritage e Milan, 2009) e la misura dei livelli idrici e parametri d'onda (Brügelmann e Bollweg, 2004). Le difficoltà di stima dell'effetto della scabrezza dell'alveo sul deflusso delle correnti nei corsi d'acqua incontrate fino ad oggi fanno emergere la necessità di individuare nuovi sistemi di misura (Smart *et al.*, 2002). In questo contesto ben si inserisce la tecnologia *Terrain Laser Scanning* (TLS) la quale permette di ottenere una rappresentazione tridimensionale digitale della superficie del letto di un corso d'acqua e sottoporlo ad rigorose analisi delle caratteristiche di scabrezza superficiale e di dettaglio delle forme di fondo (Smart *et al.*, 2004) precedentemente non possibili in situ (Smart *et al.* 2002). La precisione e la risoluzione dipendono in larga misura degli scopi della ricerca e dalle dimensioni dei sedimenti. L'impiego del TLS

permette di analizzare il letto dei corsi d'acqua a scala di una singola particella, possiede quindi il potenziale per migliorare notevolmente le stime di scabrezza del fondo e fornire modelli ad alta risoluzione del contorno del canale (Milan *et al.*, 2007). Il *DTM* costituisce la base di partenza dei modelli idrologici distribuiti e dei modelli idraulici bidimensionali (Heritage e Milan, 2009) i cui risultati sono influenzati da un'adeguata parametrizzazione dei coefficienti di scabrezza, oltre che della topografia. Il *DTM* ed i relativi parametri derivati, quali pendenza esposizione, struttura del reticolo idrografico e scabrezza rappresentano perciò un'informazione di input fondamentale per i modelli idraulici.

La modellazione numerica dei flussi impiega tradizionalmente stime globali di scabrezza, tuttavia l'impiego del *TLS* consente ora di acquisire dati di scabrezza su ampia scala (dal centimetro al metro e decine di metri) e spazialmente distribuiti. L'importanza di impiegare una scabrezza spazialmente distribuita nell'analisi dei flussi nei corsi d'acqua, in particolare nei torrenti montani, è da ricondurre al problema della quantificazione delle resistenze al moto che, a parità di condizioni al contorno, variano in funzione della profondità della corrente, cioè della sommergezza relativa. Al momento però sono stati fatti solo pochi tentativi per incorporare i dati di scabrezza ad alta risoluzione all'interno dei modelli idraulici esistenti.

- **Le frane superficiali e le colate detritiche**

Nello studio delle frane superficiali la tecnologia *Laser Scanner* è uno strumento molto utile per interpretare il meccanismo di franamento, delinearne i limiti e stimare il volume eroso e depositato (Corsini *et al.*, 2009, Dunning *et al.*, 2009).

Per quanto concerne le colate detritiche, una dettagliata descrizione topografica (pendenza e profilo del canale) e la conoscenza del materiale disponibile alla mobilitazione rappresentano i parametri più critici ai fini modellistici (Hungar, 2005). Molte equazioni per la stima delle caratteristiche del flusso e per la determinazione delle massime *runout* sono basate sulla stima del volume potenziale (ad es. Ikeya, 1989; Mizuyama *et al.*, 1992; Iverson *et al.*, 1998; Rickenmann, 1999;). L'impiego di metodi di telerilevamento sembrano poter offrire un valido strumento al fine di migliorare la determinazione dei dati geomorfometrici, oltre ad aiutare nella documentazione degli eventi esistenti. Una metodologia di stima della magnitudo di eventi di *debris flow* utilizzando i dati LiDAR è riportata in Scheidl e Rickenmann (2009). Nello studio gli Autori descrivono l'analisi delle variazioni geomorfologiche utilizzando modelli digitali del terreno derivati da dati LiDAR commerciali e la stima dei volumi di deposizione sulla base di due modelli digitali del terreno che coprono la stessa area ma con diverse date di acquisizione: situazione prima e dopo l'evento. Confrontando i due *DTM*, può essere quindi condotta una stima approssimativa del materiale eroso e del materiale depositato dall'evento, nonché il suo spostamento. Ma poiché spesso la conformazione topografica della zona precedente un evento è raramente nota o l'informazione è scadente, Legros (2002) sottolinea come la stima dei volumi dei *debris flow* sia ancora un problema irrisolto.

- **La caduta massi e i crolli di roccia**

La dinamica di rimbalzo dei massi in caduta lungo un versante è fortemente condizionata dalla conformazione della superficie topografica, in termini di pendenza e curvatura locali. In particolare, l'influenza della scabrezza del pendio - solitamente descritta dal rapporto tra la dimensione del blocco e la dimensione media delle asperità del versante, o dal diametro medio del sedimento che forma il pendio - sul rimbalzo è generalmente indicato come un parametro che controlla la segregazione granulometrica dei massi in caduta (Kirkby e Statham, 1975; Statham e Francis, 1986). Infatti, quando la dimensione del masso è maggiore della dimensione di media delle particelle del versante, il blocco è in grado di superare

la scabrezza del versante e si propaga ulteriormente. Invece, quando la dimensione del blocco è paragonabile o minore della dimensione delle asperità, il blocco è intrappolato dalla rugosità del pendio ed si arresta rapidamente (Ritchie, 1963; Kirkby e Statham, 1975; Bozzolo e Pamini, 1986; Statham e Francis, 1986; Giani, 1992; Evans e Hungr, 1993).

I recenti progressi più significativi nel rilevamento delle instabilità di pendii rocciosi su una vasta gamma di scale spaziali e temporali sono stati introdotti in seguito all'applicazione delle tecniche di telerilevamento terrestre, aeree e spaziali (Metternicht *et al.*, 2005). La rapida raccolta di misure quantitative della superficie terrestre in ampie zone spesso inaccessibili o pericolosi offre nuove prospettive sulla comprensione dei cambiamenti e l'evoluzione dei pendii rocciosi (Lim *et al.*, 2005; Jones, 2006). Nel corso degli ultimi decenni, la modellazione cinematica della caduta massi e dei crolli di roccia ha avuto grande sviluppo (Guzzetti *et al.*, 2002; Crosta e Agliardi, 2004). Inoltre, l'ampia disponibilità di modelli digitali del terreno (*DTM*) ha rafforzato questa tendenza consentendo una modellazione 3D del fenomeno (Guzzetti *et al.*, 2002; Crosta e Agliardi, 2004; Dorren *et al.*, 2006). L'impiego dei *DTM* consente di analizzare le forme volumetriche dei massi caduti o dei massi instabili sia allo scopo di stimare le possibili aree di innesco, che le forze di impatto in gioco per la progettazione delle reti paramassi e per la simulazione delle possibili traiettorie. Inoltre, il *Terrain Laser Scanner* (TLS) rappresenta uno strumento particolarmente efficace per la caratterizzazione e il monitoraggio dei versanti rocciosi (ad es. Lato *et al.*, 2009; Sturzenegger e Stead, 2009; Jaboyedoff *et al.*, 2010).

4. LA MODELLAZIONE NUMERICA DEI PERICOLI NATURALI PIÙ FREQUENTI IN AMBITO MONTANO: IL PROBLEMA DELLE RESISTENZE AL MOTO E DELLA VEGETAZIONE

Nello studio dei pericoli naturali vi è una forte necessità di ricorrere all'impiego di modelli numerici per la simulazione del loro comportamento, la valutazione dell'interazione che nasce tra un processo e le misure di mitigazione messe in atto e la mappatura del rischio. Ma la modellazione di questi processi è una cosa complessa in quanto sono governati da numerosi fenomeni dinamici legati tra loro in modo non lineare. Le difficoltà maggiori sono spesso connesse alla corretta rappresentazione del sistema, più che alle leggi fisiche che li governano.

L'utilizzo dei *DTM* come dato di *input* nel calcolo della scabrezza superficiale si adattano bene ai calcoli matriciali e quindi alla loro implementazione nei programmi di modellazione numerica; inoltre, ne consentono una valutazione spazialmente distribuita. La geo-morfometria fornisce gli strumenti analitici utili per la trattazione dei dati e per la generazione di *DTM* che hanno rivoluzionato la modellazione spaziale dei movimenti di massa e delle instabilità di versante. I *DTM* rappresentano, infatti, la base per la simulazione numerica delle masse in movimento come valanghe, frane o caduta massi. Quanto più fedelmente il modello approssima la reale morfologia terrestre, tanto maggiore sarà la probabilità di ricostruire in modo attendibile gli scenari dei fenomeni analizzati. Presupposto indispensabile per un corretto calcolo numerico è quindi un accurato modello digitale di elevazione il quale permette sia l'individuazione delle aree sorgenti, attraverso per esempio criteri morfologici, che la simulazione della propagazione della massa sulla base dell'applicazione di leggi di attrito e algoritmi di direzione di deflusso (Horton *et al.*, 2013). La procedura di propagazione fornisce una valutazione completa dei possibili eventi a partire dalle aree di origine. Nella valutazione della propagazione sono coinvolti due tipi principali di

algoritmi: algoritmi di dispersione, che controllano il percorso e la diffusione dei flussi sulla superficie topografica e leggi di attrito, che definiscono le distanze di arresto.

Nella modellazione dei movimenti di massa, come la caduta massi, le valanghe di roccia e neve, o le colate detritiche, si possono distinguere due momenti (Meissl, 2001; Zimmermann e Church, 2001). Il primo identifica le potenziali aree di origine di un determinato processo all'interno della regione di interesse, mentre il secondo simula i percorsi e le distanze di arresto. I fattori scatenanti di questi processi possono essere di natura endogena (eruzioni vulcaniche, terremoti) o esogena (processi meteorologici estremi); l'estensione spaziale del rischio è legata ad una serie di fattori ambientali quali geomorfologia, topografia, geologia, uso del suolo, clima ecc. Per ogni singolo tipo di pericolo sono perciò stati sviluppati specifici *software* che implementano equazioni di propagazione sulla base di valutazioni empiriche o schematizzazioni fisiche del fenomeno che descrivono, tuttavia la scelta dei parametri di settaggio del modello rimane una delle problematiche principali.

4.1. LA CADUTA MASSI E I CROLLI DI ROCCIA

La caduta massi è un fenomeno naturale molto frequente nelle zone di montagna e può rappresentare un grave rischio per persone edifici ed infrastrutture. La valutazione del pericolo richiede la previsione di: probabilità temporale di accadimento (frequenza annuale o periodo di ritorno), predisposizione spaziale agli eventi, traiettoria nello spazio, massima *runout* dei blocchi e distribuzione delle intensità associate alla caduta massi in ogni posizione e lungo ciascun percorso (Dorren *et al.*, 2004). La simulazione numerica del fenomeno di caduta massi ha lo scopo di permettere la costruzione di un modello capace di fare delle previsioni sul comportamento cinematico di singoli blocchi rocciosi distaccatisi dal versante.

Teoricamente, conoscendo le condizioni iniziali, la geometria del pendio e le relazioni che descrivono la perdita di energia causate dall'impatto e/o dal rotolamento, dovrebbe essere possibile calcolare la posizione e la velocità di un blocco in qualsiasi momento. In questo complesso fenomeno, l'energia persa dai massi dipende non solo dalle condizioni del terreno (rigidezza, resistenza, scabrezza, inclinazione), ma anche dalle caratteristiche del blocco (peso, dimensione, forma, forza) e dalla cinematica prima dell'impatto (velocità, angolo di collisione, configurazione del blocco al momento dell'impatto). Ma le relazioni che legano la perdita di energia con le diverse variabili non sono chiaramente note (Agliardi e Crosta, 2003). L'influenza della scabrezza del versante sul rimbalzo è generalmente riportata come spiegazione per l'assortimento dimensionale lungo i pendii (Kirkby e Statham, 1975; Statham e Francis, 1986). Infatti, quando la dimensione del blocco in caduta è superiore alla dimensione media delle particelle di sedimento presenti lungo il versante, prevale il movimento di rotolamento e il blocco si propaga ulteriormente (Evans e Hungr, 1993; Ghinoi e Chung, 2005).

I modelli previsionali definiti in letteratura sono molteplici e si possono essenzialmente suddividere sulla base del tipo di approssimazione introdotta nella descrizione del moto, oppure sulla base delle loro dimensioni spaziali: bidimensionali o 2D, quasi tridimensionali o 2.5D e tridimensionali o 3D. Una sintesi dei modelli più diffusi e alcune loro principali caratteristiche è fornita da Volkwein *et al.* (2011) e riassunta in Tabella 3.

I metodi di simulazione più semplici si basano sulla definizione dell'angolo di slittamento (*shadow angle approach*), secondo cui la massima distanza percorsa dai blocchi è definita dall'intersezione del terreno con una linea energetica avente una determinata inclinazione stimata empiricamente (Evans e Hungr, 1993). Questo approccio non ha una base fisica tuttavia è stato implementato in alcuni *software* (ad es. CONEFALL: Jaboyedoff e Labiouse, 2003) che consentono una stima preliminare della

predisposizione di un'area ad essere interessata dalla caduta di massi e dell'energia cinetica associata. Attualmente, per la stima della probabilità di raggiungimento e dell'intensità stanno avendo impiego gli strumenti di modellazione 2D (ad es. Matterock: Rouiller e Marro, 1997; *Rockfall Hazard Assessment Procedure*, RHAP: Mazzoccola e Sciesa, 2000) in grado di fornire una descrizione più accurata del processo fisico e quindi permettere una migliore valutazione del pericolo associato. L'affidabilità della previsione della caduta massi è resa più complicata dalla natura tridimensionale del versante, che comporta il verificarsi di fenomeni di dispersione laterale (Bozzolo *et al.* 1988; Azzoni e De Freitas 1995) e quindi la deviazione della traiettoria di caduta dalla direzione di massima pendenza.

Tabella 3. Sintesi dei modelli sviluppati per la simulazione della caduta massi e alcune loro principali caratteristiche (modificato da Volkwein *et al.* 2011).

NOME MODELLO	RIFERIMENTO (in Volkwein <i>et al.</i> 2011)	DIMENSIONI SPAZIALI	APPROCCIO	PROBABILISTICO	FORESTA*
-	(Ritchie, 1963)	2D (slope profile)	Lumped-mass	no	no
Discrete Element Method	(Cundall, 1971)	2D (slope profile)	Rigid body	no	no
Computer <i>Rockfall</i> Model	(Piteau e Clayton, 1976)	2D (slope profile)	Lumped-mass	parzialmente	no
-	(Azimi <i>et al.</i> , 1982)	2D (slope profile)	Lumped-mass	si	no
-	(Falcetta, 1985)	2D (slope profile)	Rigid body	no	no
ROCKSIM	(Wu, 1985)	2D (slope profile)	Lumped-mass	si	no
SASS	(Bozzolo e Pamini, 1986)	2D (slope profile)	Hybrid	si	no
EBOUL-LMR	(Descoeudres e Zimmermann, 1987) (Labieuse <i>et al.</i> , 2001)	3D (x, y, z)	Rigid body	no	no
PROPAG/CETE Lyon	(Rochet, 1987a)	2D (slope profile)	Lumped-mass	no	no
-	(Hungre e Evans, 1988)	2D (slope profile)	Lumped-mass	no	no
CRSP (4.0)	(Pfeiffer e Bowen, 1989) (Jones <i>et al.</i> , 2000)	2D (slope profile)	Hybrid	si	no
-	(Van Dijke e van Westen, 1990)	2D (x, y)	Lumped-mass	no	no
-	(Kobayashi <i>et al.</i> , 1990)	2D (slope profile)	Rigid body	no	no
Rotomap	(Scioldo, 1991)	3D (x, y, z)	Lumped-mass	si	no
CADMA	(Azzoni <i>et al.</i> , 1995)	2D (slope profile)	Hybrid	si	no
<i>Rockfall</i> (Dr. Spang)	(Spang e Sönser, 1995)	2D (slope profile)	Rigid body	si	si
ROFMOD 4.1	(Zinggeler <i>et al.</i> , 1990) (Krummenacher e Keusen, 1996)	2D (slope profile)	Hybrid	si	si
3D-GEOTEST-Zinggeler	(Krummenacher <i>et al.</i> , 2008)	3D (x, y, z)	Hybrid	si	si
RocFall	(Stevens, 1998)	2D (slope profile)	Lumped-mass	si	no
Sturzgeschwindigkeit	(Meissl, 1998)	2D (x, y)	Lumped-mass	no	no
STONE	(Guzzetti <i>et al.</i> , 2002)	3D (x, y, z)	Lumped-mass	si	no
STAR3D	(Dimnet, 2002) (Le Hir <i>et al.</i> , 2006)	3D (x, y, z)	Rigid body	no	si
Rocky3	(Dorren e Seijmonsbergen, 2003)	2.5D (x, y and slope profile)	Hybrid	si	si
HY-STONE	(Crosta <i>et al.</i> , 2004) (Frattini <i>et al.</i> , 2008) (Agliardi <i>et al.</i> , 2009)	3D (x, y, z)	Hybrid	si	si
RockyFor	(Dorren <i>et al.</i> , 2004) (Dorren <i>et al.</i> , 2006)	3D (x, y, z)	Hybrid	si	si
RAMMS: <i>Rockfall</i>	(Christen <i>et al.</i> , 2007)	3D (x, y, z)	Rigid body	si	si
<i>Rockfall</i> Analyst	(Lan <i>et al.</i> , 2007)	3D (x, y, z)	Lumped-mass	parzialmente	no
PICUS-ROCKnROLL	(Woltjer <i>et al.</i> , 2008) (Rammer <i>et al.</i> , 2007)	3D (x, y, z)	Lumped-mass	si	si

La modellazione 2D trascura tali effetti, portando ad un generale prolungamento dei risultati della simulazione. Questa limitazione è stata in parte superata dall'introduzione di modelli 3D in grado di tenere conto della dispersione laterale delle traiettorie ed i relativi effetti sulle probabilità ed sulle intensità. I fattori che controllano l'insorgenza di fenomeni di dispersione laterale possono essere classificati in tre gruppi (Crosta e Agliardi, 2004).

1. Fattori macro-topografici: relativi alla complessiva morfologia del versante (pendenza massima e media, concavità e convessità, presenza di canali, creste longitudinali e trasversali), che influenzano direttamente le traiettorie dei blocchi, il tipo di movimento e la quantità di energia cinetica di traslazionale e di rotazionale.
2. Fattori micro-topografici: relativi alla scabrezza del versante, cioè la deviazione locale dalla pendenza media del versante), che è funzione della distribuzione granulometrica dei detriti del pendio, alla resistenza della roccia e della dimensione del blocco. La scabrezza dei versanti influenza sia la quantità di energia persa durante il rotolamento, o l'impatto, che la dispersione laterale della traiettoria di caduta.
3. Fattori dinamici: legati all'interazione tra le caratteristiche di pendenza e le dinamiche del masso durante il rimbalzo e il rotolamento. Questi fattori includono gli effetti inerziali di forma e di dimensione del blocco e la configurazione geometrica e dinamica degli impatti (angolo e direzione d'impatto, velocità traslazionale e rotazionale ecc.).

Nel campo della caduta massi, gli effetti indotti dalla presenza della vegetazione nella fase di scorrimento e arresto del fenomeno sono stati approfonditamente studiati trovando implementazione in modelli numerici. Se per la vegetazione arbustiva il ricorso alla modifica del coefficiente di scabrezza e è ancora una volta il metodo suggerito, per quanto concerne la vegetazione arborea è stato recentemente sviluppato un modello tridimensionale per la simulazione della caduta massi in grado di tener conto dell'effetto del bosco lungo la superficie di calcolo. Il modello è implementato nel programma RockyFOR-3D (Berger e Dorren, 2007).

RockyFOR-3D è un modello tridimensionale probabilistico per la simulazione delle traiettorie di caduta massi ed uno dei primi modelli che esplicita e integra realisticamente l'effetto "barriera" esercitato dagli alberi. Il modello è costituito da tre moduli. Il primo modulo calcola la traiettoria di caduta e si basa sulla topografia del sito, rappresentata dal modello digitale del terreno (*DTM*). Il secondo calcola la perdita di energia dovuta agli urti contro i singoli alberi e richiede dati dendrocronologici per la costruzione degli scenari di crescita della foresta. Il terzo calcola la velocità del masso che cade dopo un rimbalzo sulla superficie del versante. Qui, la riduzione di velocità dopo un rimbalzo è governata principalmente dal coefficiente di restituzione tangenziale, che è determinato in funzione della composizione e delle dimensioni del materiale che copre la superficie e dal raggio del masso in caduta (Kirkby e Statham, 1975). In altre parole, il coefficiente di restituzione tangenziale stabilisce quanta energia cinetica traslazionale è persa durante un rimbalzo a causa della scabrezza del terreno.

I dati di input al modello riguardano le caratteristiche del sito, della foresta e del masso.

- Sito: altezza della scarpata, altezza media degli ostacoli presenti sul terreno (per calcolare il coefficiente di restituzione tangenziale, R_t), compattezza del terreno (determinata dal coefficiente di restituzione normale, R_n), distinto in 5 classi: superficie soffice/terreno sciolto: $R_n = 0.25-0.30$; superficie medio-rigida/terreno compatto: $R_n = 0.30-0.35$; superficie medio-rigida/terreno ghiaioso: $R_n = 0.35-0.40$; superficie rigida/terreno in roccia: $R_n = 0.45-0.50$; superficie molto-rigida/ roccia: $R_n = 0.45-0.50$), pendenza media del versante, lunghezza

complessiva del versante, tra la zona di origine e il bordo inferiore del pendio boscato, misurati sulla superficie del pendio, lunghezza del tratto di versante privo di vegetazione.

- Foresta: densità del popolamento, diametro medio (*DBH*) (cm), distribuzione dei diametri (*DBH*) misurati a petto d'uomo (media e deviazione standard) per tutti i fusti di diametro maggiore a 10 cm (diametri minori non vengono considerati in grado di fornire una protezione efficace contro la caduta massi), area basimetrica ($\text{m}^2 \text{ha}^{-1}$), composizione specifica.
- Masso: volume, geologia, forma.

I principali dati di output restituiti dal programma, riguardano la simulazione della traiettoria di caduta per ogni masso di *input*, la velocità traslazionale e rotazionale lungo la sua traiettoria, la perdita di energia a seguito del rimbalzo sul versante o all'impatto con un albero.

4.2. I PROCESSI FLUVIALI E TORRENTIZI

La modellazione idrodinamica è uno strumento utile non solo per calcolare i parametri per la progettazione delle opere, ma anche per valutare i possibili effetti dei futuri cambiamenti climatici e delle misure di riqualificazione fluviale sul livello delle acque di piena.

La modellazione dei deflussi nei corsi d'acqua può essere condotto secondo tre diversi criteri: monodimensionale, bidimensionale o mista.

Nella modellazione monodimensionale la topografia della superficie di scorrimento è descritta attraverso una serie di sezioni perpendicolari alla direzione di deflusso (nodi) e le equazioni 1D sono risolte in corrispondenza di ogni nodo di calcolo della rete fluviale. Il dettaglio della rappresentazione sarà tanto maggiore quanto maggiore è il numero di sezioni utilizzate. Questo tipo di modellazione è utile nel caso in cui si assume che il corso d'acqua segua un tracciato noto e non sia soggetto ad esondazione, in quanto non sono considerate le variazioni idrauliche in direzione trasversale al moto della corrente. Sebbene sia un sistema molto diffuso, non è appropriato a descrivere fenomeni di piena ed esondazione, soprattutto se il corso d'acqua non scorre lungo direzioni rettilinee.

La modellazione bidimensionale impiega il *DTM* come dominio di calcolo, rappresentato dal corso d'acqua e dalla pianura alluvionale circostante (*river e floodplain*) e le equazioni sono risolte in corrispondenza del punto centrale di ogni cella. In questo caso sono ammesse variazioni idrauliche sia in direzione longitudinale che trasversale (ad es. Iverson e Denlinger, 2001). Gli output sono costituiti da mappe raster rappresentanti l'andamento spaziale e temporale delle grandezze di interesse (velocità, spessori ecc.). Il dettaglio dell'analisi è tanto maggiore quanto maggiore è la risoluzione del *DTM*. La modellazione 2D è un sistema appropriato nel caso in cui il corso d'acqua presenta un tracciato irregolare, ampie aree possono essere soggette ad inondazione e dove il processo è controllato principalmente dal gradiente topografico. Se da un lato rappresenta un metodo di agevole implementazione, la sua calibrazione è però complessa e i tempi di calcolo possono essere lunghi.

I modelli misti eseguono una modellazione 1D del canale e, in caso di superamento della quota arginale, una modellazione 2D che simula l'espansione del flusso nella *floodplain* (ad es. Takahashi, 2000). Questo è un approccio utile quando è necessario analizzare l'eventualità di esondazione di corsi d'acqua descrivibili ordinariamente in una dimensione ed in particolare nel caso in cui le opere idrauliche intervengano in modo significativo nella regolazione del flusso. L'approccio misto è molto appropriato in alcune situazioni, ma la sua schematizzazione può essere piuttosto complessa.

4.2.1. LE INONDAZIONI E LE ALLUVIONI

I modelli idrodinamici 2D e 3D consentono la simulazione del deflusso *overbank* e la previsione dei massimi tiranti idrici all'interno del canale e nelle piane alluvionali (Stoesser *et al.*, 2003; Nicholas e McLelland, 2004). Oltre alla topografia superficiale (Marks e Bates, 2000), la scabrezza della piana alluvionale è un parametro di input chiave per questi modelli. Esso viene calibrato per tenere conto di eventuali perdite di quantità di moto della corrente dovuto a: attrito del letto e della vegetazione, differenze di elevazione, scambio di massa o di quantità di moto tra il canale principale e la pianura alluvionale circostante, presenza di ostacoli e qualsiasi altra perdita di moto (Baptist *et al.*, 2007).

Casas *et al.* (2010), impiegando un modello idraulico 2D, hanno evidenziato come tale fenomeno non è ben riflesso attraverso il solo contenuto topografico (*DTM*), ma che deve essere modellato attraverso una parametrizzazione spazialmente distribuita della scabrezza. La variazione spaziale della scabrezza si traduce in variazioni locali della velocità e sui tiranti di deflusso simulati (Mason *et al.*, 2003). Cavalli e Tarolli (2011) affermano che l'estrazione di accurate informazioni topografiche derivanti dall'utilizzo dei dati LiDAR si rivela più idoneo allo studio dei corsi d'acqua dove le dinamiche laterali sono più importanti di quelle verticali o dove la profondità del tirante è limitata, come nel caso dei piccoli corsi d'acqua montani.

4.2.2. LE COLATE DETRITICHE

Le colate detritiche (*debris flow*) si differenziano dal trasporto solido ordinario per la significativa differenza di concentrazione dei sedimenti in movimento nel fluido che nelle colate può raggiungere valori prossimi alla concentrazione di massimo impaccamento. I *debris flow* si verificano in seguito alla mobilitazione di ammassi granulari causato dall'apporto di grandi quantità di acqua, che a sua volta può essere dovuto ad eventi piovosi particolarmente intensi, a repentini scioglimenti di nevai o di ghiacciai in seguito a brusche variazioni termiche, alla rottura di bacini idrici, oppure allo stazionamento alto della falda sopra il limite tra il substrato e le coperture detritiche. Si tratta di eventi alluvionali a carattere non stazionario che evolvono in tempi molto rapidi, sono caratterizzati da un'elevata potenza distruttiva e presentano un comportamento intermedio tra flusso liquido e solido-viscoso (Hungar *et al.*, 2001).

Le colate detritiche sono un fenomeno complesso in quanto costituite da una miscela multi-fase: si possono generalmente distinguere due fasi, una solida e una liquida. La fase solida è formata da particelle a granulometria grossolana, che nel loro movimento tendono ad urtarsi frequentemente; la fase liquida è invece composta da una miscela di particelle solide fini in sospensione ed acqua. La natura bifasica e i cambiamenti di concentrazione che avvengono durante il moto di un *debris flow* rendono difficile la descrizione reologica e quindi la definizione delle relazioni tra gli sforzi tangenziali che si sviluppano, ma la scelta della reologia appropriata è alla base del successo dell'interpretazione, della modellazione e della previsione del comportamento dei *debris flow*. La simulazione mono- e bi-dimensionale dei *debris flow* impiega modelli matematici che si basano sull'integrazione numerica delle equazioni che governano il moto: conservazione del volume della miscela e bilancio della quantità di moto della miscela nelle direzioni longitudinale x e normale y .

In letteratura sono stati proposti principalmente due schemi reologici per descrivere il comportamento di questi flussi granulari. L'approccio più semplice prevede di trattare la colata come un fluido omogeneo, del quale viene proposta una particolare legge reologica, mentre un approccio più rigoroso tratta la colata detritica come un flusso bifasico: le fasi liquida e solida sono analizzate separatamente. Ciò necessita di considerare nell'equazione di moto anche l'attrito e l'impatto tra i grani grossolani e la relazione sforzo-deformazione (Zhang *et al.*, 2013). La fase liquida obbedisce alle leggi della meccanica dei fluidi ed è trattata come un fluido newtoniano ed obbedisce alle equazioni di Navier-Stokes,

mentre la fase solida è trattata come un fluido granulare. La teoria dei fluidi granulari proposta da Bagnold (1954) è stata quindi perfezionata dall'introduzione delle teorie cinetiche (Savage e Jeffrey, 1981) derivate dalla teoria cinetica dei gas. Questo metodo consente di simulare in maniera più precisa anche i fenomeni di interazione con il fondo e di arresto e deposito della colata.

In letteratura sono presenti numerosi contributi sulla reologia dei *debris flow* i quali si rifanno alla teoria degli sforzi dispersivi negli ammassi granulari con fluido interstiziale elaborata da (Bagnold, 1954). Finendo delle prove con viscosimetro, Bagnold (1954) dimostrò l'esistenza delle "tensioni dispersive" associate alle interazioni granulari definendo due tipi di regimi. Il regime macro-viscoso dove l'energia è dissipata nel fluido interstiziale ed il legame tra la tensione tangenziale e il gradiente delle velocità è lineare. E il regime granulo-inerziale dove la dissipazione di energia avviene per le collisioni tra le particelle ed la tensione tangenziale aumenta con il quadrato del gradiente della velocità. Tale teoria, applicata alle colate detritiche da (Takahashi, 1991), si basa sulla constatazione che quando le particelle collidono tra loro, o sulle pareti di contenimento del flusso, generano un aumento di pressione, definito pressione dispersiva.

Data la difficoltà del fenomeno, nel tempo, nel tentativo di interpretare il comportamento delle colate detritiche, sono stati definiti e proposti numerosi modelli reologici. I più diffusi sono i modelli: newtoniani (Johnson, 1970; *Trunk et al.*, 1986; Hunt, 1994; Hungr, 1995; Rickenmann, 1999); di Bingham (O'Brien e Julien, 1988; Sosio *et al.*, 2007); dilatanti (Bagnold, 1954); tipo Herschel-Bulkley (Remaître *et al.*, 2005; Rickenmann *et al.*, 2006); viscoplastici (Chen, 1988); fisici di attrito (Voellmy, 1955) e dispersivi o quadratici (Hunt, 1994; O'Brien e Julien, 1988).

Tra questi, il modello newtoniano proposto da Bingham e quello viscoplastico proposto da (Herschel e Bulkley, 1926) sono quelli più semplici e maggiormente utilizzati per descrivere la reologia dei deflussi detritici laminari e fangosi. Si basano su un approccio della meccanica del continuo, ovvero, approssimano la massa reale eterogenea ad un "fluido equivalente" monofase proponendo una particolare legge reologica Bingham [13] descrive il materiale come un mezzo caratterizzato da un comportamento rigido, finché non viene raggiunto un determinato valore soglia dello sforzo tangenziale.

$$\tau = \tau_0 + \mu \gamma \quad [13]$$

L'equazione esprime una relazione lineare tra lo sforzo di taglio τ e la velocità di deformazione a taglio γ . Il parametro τ_0 è la soglia di deformazione plastica (*yield stress*), cioè lo sforzo di taglio minimo che deve essere applicato per l'inizio dello scorrimento (per $\tau > \tau_0$ si suppone che il materiale si comporti come un corpo rigido); μ è la viscosità del fluido. Per $\tau_0 = 0$ si ottiene l'equazione valida per fluidi newtoniani. Un altro modello ampiamente impiegato è il modello di Herchel-Bulkley [14].

$$\tau = \tau_0 + \mu \gamma^n \quad [14]$$

In questo caso la relazione che lega lo sforzo di taglio e la velocità di deformazione a taglio segue una legge di potenza secondo l'indice n , il quale non ha un vero e proprio significato fisico. Anche se esistono diversi modelli, la valutazione del rischio rimane difficile a causa della complessa natura del fenomeno, della variabilità dei fattori di controllo locali e dell'incertezza nei parametri di modellazione (Hunt, 1994; He *et al.*, 2003).

4.2.3. LA RESISTENZA AL MOTO NEI CORSI D'ACQUA

Nello studio della resistenza al moto nei corsi d'acqua le difficoltà di comprensione e quantificazione della resistenza al moto offerto dalla superficie di scorrimento (alveo) sono complicate dal fatto che esse non possono prescindere dall'analisi degli effetti della sommergenza. Il coefficiente di scabrezza si

propone di descrivere la resistenza al moto offerta dall'attrito che si crea tra l'acqua e le superfici di contatto. In letteratura sono state proposte numerose tecniche per quantificare l'effetto della scabrezza sul deflusso nei canali a cielo aperto, alcune delle quali dipendenti da misure di campo dei parametri di deflusso e altre basate sullo studio del coefficiente su modelli idrodinamici o attraverso confronti diretti con contesti nei quali il valore è noto. La maggior parte dei metodi richiedono la raccolta di informazioni dal sito di interesse per quanto riguarda la topografia, la struttura del terreno e la copertura vegetale (Chanson, 2004); questi rappresentano dei passaggi particolarmente critici e raccogliere informazioni affidabili può richiedere molto tempo. Il coefficiente n di Manning è uno dei parametri più utilizzati in questo tipo di analisi per descrivere la resistenza dovuta alla scabrezza superficiale. Si tratta di un'equazione semi-empirica sviluppata nel diciannovesimo secolo da Manning per simulare il deflusso idrico nell'ipotesi di moto turbolento e uniforme. $L'n$ è funzione della dimensione dei grani e della forma del letto (van Rijn, 1984) nonché della vegetazione presente nel canale stesso (Oh e Kay, 1998), la quale aggiunge difficoltà alla stima. Infatti, in questo caso divengono importanti anche le caratteristiche strutturali della vegetazione, come altezza e densità, della deformazione dei fusti e della presenza di foglie (Dawson e Charlton, 1988). Inoltre, la variazione stagionale e la gestione delle piane alluvionali portano ad un'elevata variabilità spazio-temporale delle caratteristiche strutturali della vegetazione e perciò dei modelli di scabrezza (Baptist *et al.*, 2004; van Stokkom *et al.*, 2005). Altro coefficiente molto impiegato in idraulica per esprimere la scabrezza è il coefficiente di Chézy. Questo coefficiente mette in relazione la velocità media della corrente di un corso d'acqua con il raggio idraulico e il gradiente di energia, o pendenza.

La stima della velocità media della corrente nei torrenti montani, caratterizzati da un'elevata scabrezza, richiede l'apprezzamento di un insieme ancora più ampio di fattori che contribuiscono a determinare la resistenza globale al moto. Tra questi fattori i più importanti sono la distribuzione del materiale in alveo e la sua granulometria, la tipologia di unità morfologica del tratto, la distribuzione spaziale e la concentrazione dei massi di maggiori dimensioni, la geometria della sezione trasversale e l'andamento plani-altimetrico del canale. Considerando l'elevato numero di variabili in gioco emerge chiara la difficoltà propria di questo tipo di valutazione. Inoltre, i processi fisici che caratterizzano il deflusso sono molto complessi e di conseguenza la loro descrizione matematica è difficile e richiede, sul piano teorico, alcune semplificazioni. In questa situazione, la resistenza complessiva al moto offerta dall'alveo non può essere descritta in modo esaustivo da un'unica grandezza granulometrica (Aberle e Smart, 2003). Questo a causa della natura fortemente irregolare dei torrenti di montagna che si traducono in un significativo contributo della scabrezza di forma nel determinare la scabrezza totale (Pagliara e Chiavaccini, 2006; Canovaro e Solari, 2007; Yager *et al.*, 2007). Occorre perciò considerare separatamente le componenti di scabrezza: la resistenza di grano (*grain resistance*), la resistenza di forma (*form resistance*) e la scabrezza dovuta alla caduta del flusso (*spill resistance*). La resistenza di grano avviene per l'attrito tra le particelle di sedimento del letto (Einstein e Barbarossa, 1952; Parker e Peterson, 1980). La resistenza di forma e la *spill resistance* rappresentano invece perdite di energia locali causate dalle interazioni tra il fluido in movimento e il contorno del canale e sono generate dagli elementi di macro-scabrezza e dalle ostruzioni, quali gruppi di massi, forme di fondo, detrito legnoso e vegetazione (MacFarlane e Wohl, 2003; David *et al.*, 2011). Nelle morfologie *step-pool*, rampe e rapide, comuni nei torrenti alpini (D'Agostino, 2005), la *spill resistance* è in genere dominante (Kaufmann, 1987; Curran e Wohl, 2003; MacFarlane e Wohl, 2003; Wilcox *et al.*, 2006; Kaufmann *et al.*, 2008; Comiti *et al.*, 2009), anche se il contributo si riduce durante portate elevati (David *et al.*, 2010; David *et al.*, 2011). Una precisa conoscenza del comportamento di questi sistemi di montagna è fondamentale per una corretta modellazione idrologica ed idraulica (Abrahams *et al.*, 1995; Modrick e Georgakakos, 2014), per la progettazione delle opere di restauro morfologico (Lenzi *et al.*, 2000), per l'analisi geomorfologica (Chin, 2003) e per gli studi ecologici (Yochum *et al.*, 2012).

I sistemi a *step-pool* si formano in torrenti di montagna con fondo alluvionale e thalweg che hanno pendenze tra 0.03 e 0.20 m m⁻¹. Le sequenze di *step-pool* dissipano energia a causa della topografia longitudinale a gradinata caratterizzata dall'alternanza di uno *step*, formato da ammassi grossolani di sedimento in cui la corrente è in condizioni critiche o supercritiche e *pool*, formate da particelle fini in cui la corrente è in condizioni subcritiche (Montgomery e Buffington, 1997; Chin e Wohl, 2005; Church e Zimmermann, 2007). Queste unità morfologiche sono in grado di massimizzare le perdite energia per l'alta resistenza al deflusso che generano (Whittaker e Jaeggi, 1982; Abrahams *et al.*, 1995). Le analogie tra sistemi a *step-pool* e strutture artificiali (ad es. briglie di consolidamento, strutture di riqualificazione morfologica) hanno motivato le indagini sul comportamento cinematico ed energetico in queste morfologie nei torrenti naturali (Chin *et al.*, 2009).

Dati il tirante idrico e il gradiente energetico di un canale prismatico, la velocità media di deflusso dipende dalla resistenza idraulica del canale, la quale può essere espressa utilizzando il coefficiente di Chézy (C) (1769, a Chow, 1973, p. 93), il parametro di attrito di Darcy-Weisbach (f) [1854-1845, in Chow, 1973, p. 8] oppure il coefficiente di scabrezza di Manning (n) [1889, a Chow, 1973, p.98-99] e, di conseguenza, le relative equazioni di profondità normale. Esistono tecniche di stima dei coefficienti di resistenza al deflusso dai dati di campo per il coefficiente di Chézy C (ad es. ASCE, 1963), f di Darcy-Weisbach (Bathurst, 1985; Kaufmann, 1987; Comiti *et al.*, 2007; Kaufmann *et al.*, 2008) e di Manning n (Jarrett, 1984; Rickenmann, 1994). Inoltre, per i torrenti montani sono stati proposti metodi per la stima diretta della velocità media di deflusso non considerano le resistenze idrauliche classiche (C, f, n). Questi sono stati sviluppati utilizzando i dati del campo (Jarrett, 1984; Rickenmann, 1994; Ferguson, 2007; Comiti *et al.*, 2007), dati di laboratorio (Aberle e Smart, 2003; Comiti *et al.*, 2009; Zimmermann, 2010) e la combinazione di dati di campo con esperimenti in scala (Lee e Ferguson, 2002). La velocità media della corrente si è dimostrata essere inversamente proporzionale alla resistenza di deflusso (Limerinos, 1970; Bathurst, 1985; Lee e Ferguson, 2002; Wilcox e Wohl, 2007; Reid e Hickin, 2008; Ferguson, 2010), ma la relativa quantificazione precisa in torrenti a forte scabrezza rimane ancora una sfida, soprattutto per quanto riguarda la cinematica complessiva di una serie di sequenze di *step-pool* (David *et al.*, 2010). Infatti, le equazioni di letteratura proposte per la stima della resistenza validate per flussi a basso gradiente generano importanti errori quando applicati ai ripidi corsi d'acqua montani (Bathurst, 1985; Marcus *et al.*, 1992; Millar, 1999; Curran e Wohl, 2003; MacFarlane e Wohl, 2003), in particolare nel caso in cui solo la scabrezza dell'alveo è descritta attraverso un diametro caratteristico del sedimento (David *et al.*, 2010, Yochum *et al.*, 2012 e 2014).

Secondo risultati di letteratura (ad es. Lee e Ferguson, 2002), la velocità media della corrente dipende dalla profondità (d), dalla pendenza del canale (S) e da un diametro caratteristico del sedimento di riferimento (D_c). Ma nel caso dei torrenti montani caratterizzati da un regime di moto turbolento, presenza di macro-scabrezze (diametri massimo sedimento > 0.3 m) e larghezze al *bankfull* minori di 5 m, una misura di portata (Q) è più precisa di una misura di profondità perché la topografia irregolare del letto rende la valutazione di quest'ultima meno rappresentativa e di difficile misurazione, quindi poco precisa (Rickenmann e Recking, 2011). Di conseguenza, molti ricercatori hanno calibrato sperimentale equazioni per predire direttamente U (ad es. Jarrett, 1984; Rickenmann, 1994; Ferguson, 2007; Comiti *et al.*, 2007) in funzione di Q . In una forma dimensionalmente corretta, il rapporto diretto può essere scritto come segue (Rickenmann, 1991):

$$U \propto g^{0.20} S^{0.20} q^{0.60} D_c^{-0.40} \quad [15]$$

Dove, g è l'accelerazione di gravità, S è la pendenza del canale, q è la portata unitaria e D_c è il diametro di riferimento per la scabrezza del letto.

Per i torrenti montani Rickenmann (1991) ha suggerito che D_c equivalga al D_{90} (il diametro per il quale il 90% dei diametri sono più fini). Aberle e Smart (2003) e Zimmermann (2010) hanno invece osservato

che l'adozione della deviazione standard del profilo longitudinale del letto (σ_z) quale D_c è n grado di fornire risultati più affidabili. Comiti *et al.* (2007) hanno introdotto l'equazione classica della geometria idraulica in forma adimensionale:

$$U^* = a q^{*m} \quad [16]$$

Dove a e m sono due parametri empirici e:

$$U^* = \frac{U}{\sqrt{g D_c}} \quad [17]$$

$$q^* = \frac{q}{\sqrt{g D_c^3}} \quad [18]$$

Ferguson (2007) e David *et al.* (2010) ritengono che l'equazione [18] predica q meglio di altre equazioni poiché q^* è un predittore più potente rispetto alla profondità di flusso (d) ed è meno influenzato da errori di misura. Recentemente, Rickenmann e Recking (2011) hanno introdotto anche la pendenza come variabile predittiva nell'equazione adimensionale:

$$U^{**} = \frac{U}{\sqrt{g S D_c}} \quad [19]$$

$$q^{**} = \frac{q}{\sqrt{g S D_c^3}} \quad [20]$$

Questi Autori hanno formulato un'equazione di tipo idraulico-geometrico in termini adimensionali:

$$U^{**} = a q^{**m} \quad [21]$$

La calibrazione dell'equazione (7) è avvenuta utilizzando un dataset di 2.890 misurazioni di campo e distinguendo tre diversi domini di q^{**} ($q^{**} \geq 100$; $1 \leq q^{**} < 100$; e $q^{**} < 1$). Per ottenere una transizione più fluente tra i tre domini delle velocità predette, gli Autori hanno utilizzato la tecnica di corrispondenza logaritmica proposta da Guo (2002). Alcuni altri metodi quantitativi utilizzati per prevedere U nei canali ad elevata pendenza sono elencati nella tabella 1, che contiene anche alcune formule pionieristici (ad es. Matakiewickz, 1932 (in Indri, 1942); Jarrett, 1984, Bathurst, 1985) sul comportamento idraulico dei torrenti con letto in massi.

Il comportamento idraulico di una struttura gradinata (Rajaratnam e MacDougall, 1983) e di rampe (Pagliara e Chiavaccini, 2006) è stato accuratamente studiato e compreso, al contrario, nei corsi d'acqua naturali a *step-pool* è ancora capito solo parzialmente (Church e Zimmermann, 2007), poiché l'interpretazione completa richiede di estendere la comprensione di un singolo *step/pool* ad una sequenza strutturata. Inoltre, le incertezze sono maggiori se si indaga il comportamento cinematico dell'intera sequenza per fasi diverse di deflusso.

La resistenza al moto dovuta alla presenza della vegetazione nei modelli idraulici è implementata modificando i coefficiente di scabrezza. Un esempio "moderno" di tale metodologia è presentato da Straatsma e Baptist (2008) i quali hanno presentato un nuovo metodo automatico per la

parametrizzazione della scabrezza spazialmente distribuita in tutta la piana alluvionale attraverso la fusione di dati multispettrali e dati *Laser Scanner* da aeromobile (*Airbone Laser Scanner, ALS*). Il metodo proposto si articola in tre fasi: una pre-elaborazione dei dati grezzi, la classificazione secondo classi di copertura del suolo dominante e la determinazione delle caratteristiche di scabrezza idrodinamiche per ogni classe di copertura del suolo. Nella terza fase, una tabella fornisce i valori numerici che consentono il calcolo della scabrezza per le classi: acqua, sabbia, area pavimentata, prati e superficie edificata.

Per la foresta e la vegetazione erbacea, invece, i dati *ALS* consentono un'analisi spaziale dettagliata dell'altezza e della densità. Per le aree vegetate, la parametrizzazione della scabrezza avviene, basandosi sui primi lavori di Einstein e Banks (1950), Kouwen e Unny (1973) e Klaassen e van der Zwaard (1974), cioè impiegando l'altezza e la densità verticale. In questa situazione è importante distinguere tra vegetazione sommersa e vegetazione emersa.

Per le condizioni emergenti, l'attrito durante il deflusso è determinato da un equilibrio tra le forze agenti, in cui i fusti sono considerati come cilindri rigidi:

$$C = \sqrt{\frac{1}{C_b^{-2} + (2g)^{-1} C_d D_v h}} \quad [22]$$

Dove, C è il coefficiente di Chézy e rappresenta la scabrezza del letto vegetato; C_b è il coefficiente di Chézy del letto non vegetato; g è l'accelerazione di gravità, C_d è il coefficiente di trascinamento per la vegetazione (*drag coefficient*), D_v rappresenta la densità verticale della vegetazione (la proiezione dell'area della pianta nella direzione della corrente per unità di volume); e h è il tirante.

Per le condizioni di immersione la derivazione di un'equazione analitica per la resistenza risulta più difficile (Dawson e Charlton, 1988). Baptist *et al.* (2007) propone di considerare la resistenza sia della vegetazione sommersa rigida sia flessibile in modo semplice ma accurato con la seguente formulazione:

$$C = \sqrt{\frac{1}{C_b^{-2} + (2g)^{-1} C_d D_v H_v}} + \sqrt{\frac{g}{k}} \ln \frac{h}{H_v} \quad [23]$$

Dove, H_v è l'altezza della vegetazione; e k è la costante adimensionale di von Kármán che descrive il profilo di velocità logaritmico di un flusso turbolento e abitualmente assume il valore di 0.4.

Recenti studi hanno però dimostrato che l'assunzione fondamentale dell'equazione [22], cioè che la relazione quadratica tra la forza di trascinamento e la velocità del flusso derivata per fusti rigidi, non vale per la vegetazione flessibile (Kouwen e Unny, 1973; Armanini *et al.*, 2005).

4.3. LE VALANGHE DI NEVE

La formazione di una valanga è il risultato dell'interazione tra più fattori, tra i quali la pendenza del versante, la scabrezza del terreno, la struttura del manto nevoso, la temperatura e i venti sono i più importanti in quanto agiscono modificando le tensioni all'interno del manto nevoso. Una prima distinzione tra gli approcci seguiti nell'analisi dei processi valanghivi vede da un lato i modelli empirici e dall'altro i modelli dinamici, o fisico-matematici. I metodi di tipo empirico consentono esclusivamente la stima della distanza d'arresto di una valanga, mentre i modelli fisico-matematici implementano sistemi di equazioni che consentono di descrivere l'intera dinamica del fenomeno, dal distacco all'arresto e di ottenere una caratterizzazione più completa delle proprietà fisiche quali: velocità, pressioni d'impatto, altezze di scorrimento, distribuzione del deposito, In questo contesto il volume iniziale, le caratteristiche del materiale, la geometria del pendio e la scabrezza del fondo sono i parametri

fondamentali che determinano l'evoluzione del moto. I modelli di dinamica si possono distinguere ulteriormente in puntuali, o "a centro di massa" e modelli di tipo continuo.

I modelli "a centro di massa" rappresentano uno dei primi tentativi per la descrizione della dinamica delle valanghe di neve e si riconduce ai modelli di Voellmy (1955) e Perla (1980). Essi compiono una schematizzazione del fenomeno, dove la valanga è assimilata ad un corpo rigido, del quale viene descritto il moto del baricentro lungo il pendio tramite l'equazione fondamentale della dinamica. Questi modelli sono di utilizzo pratico e relativamente affidabili, in virtù dell'ampia taratura effettuata su un lungo arco temporale e su un vasto campione di dati reali.

Il progresso della ricerca e le nuove tecnologie introdotte hanno portato allo sviluppo di approcci modellistici concettualmente più approfonditi basati su una modellazione di tipo "continuo". In questo caso la valanga è trattata come un continuo deformabile, di cui è descritta la dinamica utilizzando le equazioni di conservazione della massa e della quantità di moto. Sono inoltre analizzati in dettaglio il comportamento meccanico della neve e la natura dei processi dissipativi messi in gioco durante il movimento. I modelli dinamici per la simulazione delle valanghe sono diventati un importante strumento per i professionisti come supporto nella previsione delle pressioni di impatto e delle potenziali *runout* (Christen *et al.*, 2012). I modelli dinamici per fornire un output affidabile hanno bisogno di informazioni molto accurate riguardanti la superficie topografica. Fattore importante per la modellazione del flusso valanghivo, oltre alla semplice risoluzione spaziale, è un buon dettaglio della topografia locale. La variazione di quota del terreno e quindi la scabrezza superficiale, è un'informazione importante sia nello studio dello scivolamento delle valanghe a micro-scala, che a media-scala e macro-scala per la descrizione di scivolamenti di grandi valanghe. Nello stato dell'arte riguardante gli approcci di modellazione delle valanghe, gli schemi di scabrezza empiricamente sviluppati si basano sull'implementazione dei diversi tipi di copertura del suolo (Ghini e Chung, 2005; Margreth, 2007).

In alcuni casi l'informazione di scabrezza è introdotta attraverso un fattore di scivolamento (*skid factor*) i cui valori sono inseriti nella modellazione dello slittamento e delle pressioni della neve del manto nevoso (Höller *et al.*, 2009). Tale fattore è definito sulla base della copertura del suolo e dell'esposizione ed è quantificato secondo diverse metodologie (Margreth, 2007). Ad oggi questi modelli permettono una descrizione estremamente dettagliata del fenomeno grazie alle relazioni costitutive che implementano per la descrizione del comportamento meccanico del manto nevoso, ciò nonostante sono caratterizzate da un elevato grado di incertezza (Barbolini, 1996).

Nonostante la vegetazione sia un elemento centrale nella definizione dei fattori che influenzano tutte le fasi di sviluppo di una valanga, dalla formazione all'arresto e nonostante essa sia un elemento quasi sempre presente, attualmente non vi è alcuna metodologia affidabile che includa il popolamento forestale nei modelli di simulazione delle valanghe (Casteller *et al.*, 2008; Christen *et al.*, 2010; Anderson e McClung, 2012). È stato visto come la presenza della vegetazione nelle zone di scorrimento e arresto rappresenti un'importante componente in grado di ridurre le massime *runout*, in particolar modo per le valanghe di piccole dimensioni le quali sono anche le più frequenti (Feistl *et al.*, 2012). Tuttavia, in molti modelli, l'unica variabile fisica che separa nettamente le aree boscate da quelle prive di copertura è il coefficiente di attrito del terreno μ , il quale deve essere determinato empiricamente. Un tentativo più oggettivo di tener conto della componente vegetazionale nella modellazione matematica è stato fatto da Feistl *et al.* (2012) i quali hanno messo a confronto all'approccio tradizionale un nuovo approccio allo scopo di implementare la presenza del bosco nel modello di simulazione dinamica RAMMS. Assunto di base di entrambi è che gli alberi non si rompano, ma agiscono come ostacoli arrestando parte della massa nevosa con la conseguente perdita di volume. L'approccio tradizionale prevede l'aumento dei parametri di attrito (coefficiente di attrito Coulombiano e coefficiente di attrito turbolento) indipendentemente

dalla struttura del popolamento forestale (Bartelt e Stockli, 2001). Il secondo prevede invece di sottrarre direttamente la massa di flusso che viene arrestata dagli alberi. L'idea di questo ultimo metodo è che gli alberi influenzano le valanghe direttamente, non tramite l'attrito. Il volume "trattenuto" è stato introdotto dagli Autori all'interno del modello come uno sforzo di trascinamento negativo e direttamente proporzionale all'inverso della velocità e ad una costante. Secondo gli Autori, quest'ultimo metodo è più efficace poiché non altera significativamente la *runout* delle valanghe di grandi dimensioni, come invece avviene con il primo e consente inoltre di implementare nella simulazione diverse tipologie di strutture forestali andando a modificare il valore di una costante K , appositamente introdotta, che controlla la stima del volume trattenuto.

MATERIALI E METODI DI INDAGINE

La valutazione delle resistenze al moto deve tenere conto dei diversi processi dissipativi dovuti alla forma, alle dimensioni e alla disposizione degli elementi che determinano la scabrezza. Il problema principale è dovuto al fatto che il coefficiente di scabrezza non è costante, ma varia con la scala di analisi. I metodi di misura proposti per la quantificazione della scabrezza si avvalgono di informazioni di elevazione del terreno impiegando dati derivanti da laser scanner aerotrasportato (*Airbone Laser Scanner, ALS*) e da laser scanner terrestre (*Terrestrial Laser Scanner, TLS*).

Per quanto riguarda l'analisi dell'interazione dei processi naturali con la componente arborea questa si è basata su osservazioni e rilievi di campo, con la creazione di un database geo riferito e su sperimentazioni di laboratorio. Nel database figurano le principali caratteristiche di ciascuna pianta presente all'interno dell'area di disturbo: specie, diametro a petto d'uomo, stato vegetativo, tipo ed entità di danno (legato al processo analizzato) effetto sulla dinamica di movimento del flusso detritico o del masso. Inoltre, sono state eseguite misure volte alla caratterizzazione della componente forestale presente in vicinanza dei siti di studio ma non interessata dal disturbo. I dati, opportunamente trattati e filtrati, sono stati elaborati in ambiente GIS.

1. LE AREE DI STUDIO E I PROCESSI INDAGATI

Gli obiettivi della ricerca sono stati perseguiti eseguendo indagini di campo, prove di laboratorio e modellazioni numeriche.

I siti di studio scelti sono riassunti brevemente di seguito e schematizzati in Figura 5 in relazione ai processi e alle componenti di scabrezza analizzati.

- Una porzione di versante posta in sinistra idrografica al Rio Rudan (Figura 6a; Vodo di Cadore, Belluno) e recentemente oggetto di un importante crollo di roccia il quale ha interessato il popolamento forestale posto a valle del pendio roccioso.
- Un canale da valanga presente nel massiccio di Belledonne, nella foresta comunale di Vaujany (Figura 6b; Francia) in cui sono state condotte prove a scala reale di caduta massi.

- Il deposito detritico presente sul conoide alluvionale e formatosi in seguito ad un intenso temporale estivo che ha provocato un evento di *debris flow* e la componente forestale coinvolta (arborea ed arbustiva). Il corso d'acqua interessato dall'evento è il rio Somprade (Figura 6c; Auronzo di Cadore, Belluno).
- Il deposito detritico presente sul conoide alluvionale formatosi in seguito ad un intenso temporale che tra il 04 agosto 2012 ha provocato un evento di *debris flow* e la componente forestale coinvolta (arborea ed arbustiva). Il corso d'acqua interessato dall'evento è il rio Senago (Figura 6d; Val di Vizze, Bolzano).
- Due tratti di una scala di rimonta per pesci collocata a lato del Torrente Vanoi, nei pressi dell'abitato di Canal San Bovo (Figura 6e; Canal San Bovo, Trento), costruite riproponendo una morfologia a *step-pool*. Queste sono state utilizzate come modello fisico a scala reale per approfondire il comportamento cinematico della corrente in corsi d'acqua montani ad alta pendenza ed in presenza di macroscabrezze.

Le prime tre aree di studio si prestano bene all'analisi della capacità del bosco di svolgere un ruolo tampone di protezione nei confronti della propagazione di *rockfall* e *debris flow*. I siti di Canal San Bovo e Vaujany invece si prestano bene per l'analisi delle resistenze e degli effetti della scabrezza del terreno sul fenomeno naturale considerato.

Lo studio dei fenomeni di trasporto solido iperconcentrato e le relazioni con la componente forestale sono state approfondite conducendo alcuni test di laboratorio presso la Facoltà di Agraria dell'Università di Milano. Le prove sono state eseguite impiegando un reometro a canale e piano inclinabili (Figura 6f) che consentono la simulazione di *debris flow* e *debris avalanche*. Il piano di deposito permette inoltre il collocamento di elementi verticali per la simulazione della presenza del popolamento forestale, aspetto innovativo e interessante allo scopo della ricerca qui presentata.

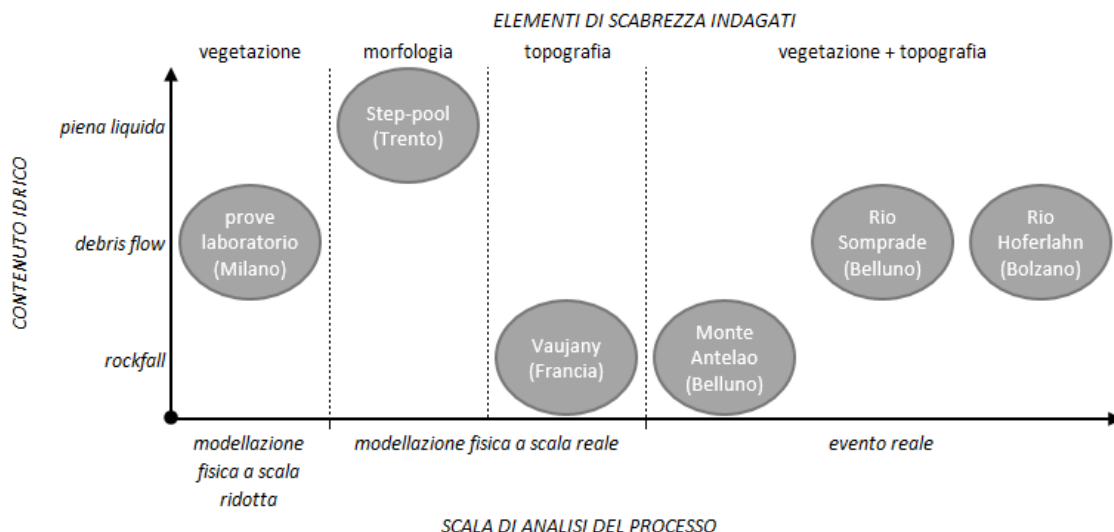


Figura 5. Schema dei siti sperimentali, dei processi investigati e delle componenti di scabrezza analizzate.



a) *Massive rockfall*: versante monte Antelao



b) *Rockfall*: canale da valanga nel massiccio di Belledonne



c) *Debris flow*: rio Somprade



d) *Debris flow*: rio Senago

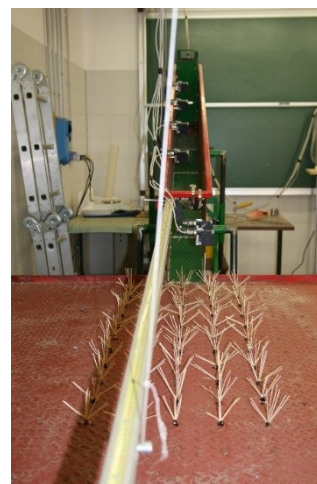


TA



TB

e) Tratti di canale a *step-pool*



f) Reometro a piano inclinato

Figura 6. Immagini dei siti di studio. a) Vista dell'area interessata dal crollo di roccia del Monte Antelao (BI); b) sito sperimentale dove sono state condotte le prove a scala reale di caduta massi (Francia); c) deposito in bosco del materiale detritico fuoriuscito dal canale principale in seguito all'evento studiato sul rio Somprade (Belluno); d) accumulo di legname e massi osservato sul deposito dell'evento studiato sul rio Senago (Bolzano); e) tratti di canale di studio: a sinistra TA, pendenza 6.0% e a destra TB, pendenza 10.0% (Trento); f) reometro a piano inclinato impiegato per le modellazioni fisiche di *debris flow* a piccola scala con gli elementi di vimini sul piano di deposito impiegati per la simulazione di un popolamento forestale governato a ceduo.

1.1. CROLLO DI ROCCIA: VERSANTE DEL MONTE ANTELAO (LOCALITÀ PIAN DE LA FONTANELES, VODO DI CADORE, BELLUNO)

L'area di studio scelta per l'analisi del fenomeno del crollo di roccia si colloca sul versante meridionale del Monte Antelao, nelle Dolomiti Cadorine. All'interno del bacino idrografico del torrente Rudan (località Pian de la Fontaneles, comune di Vodo di Cadore, Belluno) è presente, in sinistra idrografica, un'alta parete rocciosa che è stata interessata nel recente passato da uno o più importanti crolli di roccia che hanno interessato circa 50-60 metri della parete verticale del versante. Facendo riferimento alla classificazione di Cruden e Varnes (1996), la quale è basata sulla caratterizzazione del tipo di movimento relativo tra il materiale spostato ed il materiale in posto, con particolare riguardo alla distribuzione degli spostamenti nello spazio ed alla loro velocità, il fenomeno è da ricondurre alla tipologia dei "crolli in rocce lapidee".

La superficie interessata dal passaggio e dall'arresto dei blocchi rocciosi si estende da quota 1688 m s.l.m. circa a quota 1500 m s.l.m. circa e occupa un'area di 2.11 ha (Figura 6a) e presenta una pendenza media di circa 65°. In particolare, i rilievi effettuati in campo si sono concentrati sulla porzione più a monte (da quota 1681 m s.l.m. a quota 1541 m s.l.m.) comprendo una superficie di 1.18 ha. Il versante di scorrimento dei blocchi distaccati si presenta oggi quasi privo di vegetazione per l'effetto combinato due diversi tipi di disturbo. Infatti, l'area è interessata anche dalla presenza di una serie di patogeni, legata alle condizioni stagionali e non alle lesioni arrecate dagli impatti con i massi, che stanno causando la morte di quasi la totalità delle piante rimaste in piedi dopo l'urto con i massi. I fusti, sia morti che vivi, presentano diametri medi di circa 20 centimetri, lesioni anche multiple a diversa altezza, stroncamenti e portamenti a candelabro. Inoltre, sono ben visibili singoli o gruppi di massi anche relativamente grandi (diametri intermedi dell'ordine degli 1.0 - 1.5 metri) arrestatisi a monte di singole o a gruppi di piante per la riduzione dell'energia posseduta dovuta all'effetto congiunto di urto e riduzione di pendenza del terreno.

Dal punto di vista geologico il Monte Antelao presenta una stratigrafia composta da antiche formazioni di arenaria, *Bellerophon* e *Werfen* (complesso calcareo-marnoso-tufaceo fittamente stratificato), basamento di *Ladinico* (calcari bituminosi, calcari selciosi molto stratificati, calcari lastriformi), *Carnico* (marne grigio-chiare, dolomie e calcari dolomitici, dalla tinta biancastra o rosea), *Norico* (trias inferiore, bancate di dolomia principale) e *Lias* (strati ciclici amalgamati di calcari grigi). La parte inferiore del bacino è caratterizzata da tali formazioni di origine essenzialmente vulcanica o comunque non organogena. Il complesso montuoso ha forma asimmetrica per l'orogenesi che ne ha portato all'immersione degli strati orientati verso nord (dolomitici), con inclinazioni tra i 30° e i 50° (Leonardi, 1967), a causa dell'elevata attività tettonica che predomina sulla regione e delle numerose faglie di scorrimento dislocate lungo il territorio. Ciò ha conferito uno scombinamento dell'assetto stratigrafico originario del monte, sia in senso verticale che laterale, manifestatosi in superficie in una situazione di forti disturbi di dissesto da scagliamento locale e dislocazioni trasversali delle pareti rocciose, da cui affiorano formazioni di roccia madre, in grado di liberare grandi quantitativi di materiale attraverso diverse forme di frane e, in taluni casi, *debris flow* (Panizza *et al.*, 1998). La geologia del sito è costituita da una serie di depositi eluviali, colluviali, detritici e di frana appartenenti al Quaternario. Nel sottosuolo si trovano quindi ben distribuite matrici di detrito sciolto, talora cementati, caratterizzati da una notevole eterogeneità granulometrica. Tali forme litologiche hanno aspetto poco elaborato e si alternano occasionalmente a coltri di alterazione limosa o argillosa. In tali condizioni, l'orogenesi ha portato alla formazione di suoli poco profondi (non inferiori a 30 cm), del tipo *rankers* e *redzina*, caratteristico delle pinete di pino silvestre, con umidità pressoché scarsa e *pH* tendenzialmente acido con una componente humica costituita da elementi grezzi (torba).

La tipologia forestale cui ricade l'area di studio è quella della "Pineta di Pino Silvestre Mesalpica con abete rosso" con copertura variabile dal 71% al 100%. Essa si trova all'interno delle particelle forestali destinate alla funzione di protezione forestale di II livello, ossia destinate ad un'azione di salvaguardia

generale dei versanti con inclinazioni superiori ai 30°. Infatti, sulla stazione, come per gran parte del versante meridionale del Monte Antelao, il Servizio per la Ricerca e la Pianificazione Forestale hanno indicato la presenza di numerosi processi di valanga e movimenti franosi. Trattandosi di formazioni aventi una funzione di protezione non sono sottoposte a gestione selvicolturale programmata; presentando quindi un assestamento forestale tendenzialmente libero, dettato dalle condizioni naturali di sviluppo del bosco. Questo ha in parte favorito nel corso degli anni il manifestarsi di frequenti attacchi parassitari ad opera di agenti scolitidi e cerambicidi (Faccoli *et al.*, 2010), aggravato innanzitutto dal perenne stato di stress edafico a cui sono sottoposte le piante. Le condizioni stagionali sono tali da abbassare lo stato fitosanitario del bosco ad un livello mediocre. Solo ai piedi del versante, dove le pendenze si addolciscono permettendo un accesso più agevole ai mezzi, sono presenti particelle sottoposte a regolare attività selvicolturale.

Descrizione dell'evento di studio

La dinamica del crollo è riconducibile a quella tipica degli eventi di *rockfall*, ovvero un improvviso distacco di blocchi rocciosi dalla parete subverticale, in coincidenza di superfici di discontinuità preesistenti (es. faglie, fratture, giunti di strato), nel quale prevale la componente verticale del moto, cui è seguito una prima fase di caduta libera. L'impatto al suolo ha causato la disgregazione dei blocchi rocciosi provocando, da una lato, la generale riduzione delle volumetrie degli elementi e, dall'altro, la proiezione di scaglie minute anche a notevole distanza. Infine, il cinematismo è proseguito con una discesa per rimbalzi e rotolamenti successivi dei massi lungo il pendio sottostante fino all'arresto. Durante questa fase i blocchi rocciosi hanno incontrato l'ostacolo offerto dalla vegetazione arborea presente sul versante che è stata abbattuta o scalfita. In alcuni casi, il tronco ha agito provocando l'arresto del masso. L'intero fenomeno si manifesta con notevole rapidità e le cause scatenanti possono essere molteplici, dalle escursioni termiche al crioclastismo (azione del gelo nelle fratture della roccia), all'azione delle acque superficiali e sotterranee, all'erosione eolica.

1.2. CADUTA MASSI: SPERIMENTAZIONI A SCALA REALE IN CANALE DA VALANGA (FORESTA DI VAUJANY, FRANCIA)

Lo studio del fenomeno di caduta massi ha riguardato sull'analisi dell'effetto del terreno sul processo analizzando il potenziale derivante dai dati terrestri ad alta risoluzione nel descrivere la topografia locale e la scabrezza del terreno. Ciò è avvenuto elaborando i dati *TLS* e andando ad implementare all'interno di un *software* numerico nuove metodologie di stima dei parametri di scabrezza. Infine, i risultati ottenuti sono stati confrontati con le osservazioni derivanti dagli esperimenti di campo a scala reale di caduta massi condotte dal gruppo *Écosystèmes montagnards (EM)* dell'*Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture (IRSTEA)* di Grenoble.

Il sito sperimentale è costituito da un canale da valanga presente nel massiccio di Belledonne, nella foresta comunale di Vaujany (Francia) (Figura 6b). L'area di studio si estende tra i 1200 e i 1400 m s.l.m. con una pendenza media di 38°. Le prove a scala reale sono state condotte su una zona larga circa 100 m di e lunga 570 m (distanza tra il punto di rilascio dei massi e la strada forestale inferiore, misurata lungo il pendio). Questo canale è soggetto annualmente a fenomeni valanghivi e il disturbo è tale da non consentire l'affermazione di un popolamento forestale. Il protocollo seguito per le prove sperimentali è il seguente. Prima di ciascun lancio è stato misurato il volume del masso ed è stato verniciato con vernice biodegradabile affinché fossero lasciate tracce sul pendio in seguito ai rimbalzi. Il volume è stato stimato misurando altezza, larghezza e diametro intermedio lungo i tre assi e ipotizzando una forma rettangolare.

In totale sono stati rilasciati singolarmente 100 massi di volume medio pari a 0.8 m^3 , con una deviazione standard di 0.15 m^3 . Per il rilascio dei massi lungo il pendio è stato impiegato un escavatore, quindi è stata simulata una caduta libera da un'altezza di 5 m. Dopo l'arresto del blocco sono stati acquisiti con un distanziometro laser (Laser Technology, Inc., Centennial, CO, USA) le posizioni d'impatto e punti di arresto. Inoltre, sono state registrate le traiettorie dei massi da cinque telecamere digitali, collocate su pali perpendicolarmente al pendio ad una altezza da terra di 10 m. I video digitali delle 100 traiettorie sono stati poi analizzati utilizzando il *software* di elaborazione delle immagini *AviStep 2.1.1* (sviluppati da M. Delabaere, St. Denis de la Réunion, Francia). Questo programma consente di estrarre la posizione e la velocità di una particella in movimento per ogni singola immagine.

1.3. COLATE DETRITICHE

1.3.1. RIO SOMPRADE (LOCALITÀ COSDERUOIBE, AURONZO DI CADORE, BELLUNO)

Lo studio del fenomeno di *debris flow* è stato condotto nel territorio comunale di Auronzo di Cadore, più precisamente in località Cosderuoibe (Belluno) sul rio Somprade, un affluente in destra idrografica del Torrente Ansiei. Il bacino idrografico è delimitato a nord dal Gruppo dei Cadini e dalla Croda dei Toni (3094 m s.l.m.), a sud dalla sommità della Croda Alta di Somprade (2646 m s.l.m.) e dalla Cima dei Camosci (2639 m s.l.m.), a est dalla Croda Baion (2583 m s.l.m.) ed a ovest dal Monte Meduce, appartenente al Gruppo dal Sorapiss (2402 m s.l.m.). Il bacino appartiene al Gruppo delle Marmarole, le quali si presentano come una lunga catena di cime con andamento est-ovest che si sviluppano per oltre 13 km tra la Cima Bel Pra e il Pian dei Buoi; con inclinazione moderata, culminando in una serie di cime, torri e guglie rocciose caratterizzate da grandi strapiombi e pareti verticali o sub-verticali. Ai piedi dei grandi massicci rocciosi si trovano consistenti accumuli detritici originati in seguito all'azione di vari processi disgregativi naturali e rappresentano sedimento facilmente movimentabile.

L'assetto geologico dell'intero bacino idrografico, dalla sezione di chiusura alla cima della Croda Alta di Somprade, è caratterizzato dalla presenza dell'unica formazione litologica della Dolomia Principale. Tale elemento tettonico presenta un andamento est-ovest, cioè trasversale alla vallata che sale al Lago di Misurina ed è complicata da faglie con direzione a nord-sud che, frazionando l'ammasso roccioso della Croda Alta di Somprade, creano le condizioni ideali per la formazione di canali che costituiscono vie preferenziali di accumulo e smaltimento delle acque meteoriche alla testata del bacino e il crollo di ingenti volumi rocciosi che vengono inglobati nei depositi detritici i quali possono essere assunti in carico e trasportati a valle da fenomeni di trasporto intensi quali colate detritiche. Nell'area di conoide si possono invece individuare tre fasce: tra i 1181 e i 1080 m s.l.m. circa dove domina ancora la Dolomia Principale; tra i 1080 e i 1020 m s.l.m. circa dove sono presenti materiali detritici sciolti caratterizzati da eterogeneità granulometrica, generalmente poco elaborati; infine, tra i 1020 e i 1010 m s.l.m. circa dove sono presenti depositi alluvionali, fluvio-glaciali con una forte eterogeneità granulometrica.

L'area è caratterizzata da forti escursioni termiche giornaliere, con valori che possono raggiungere i 20° - 25°C . Ciò si traduce in una notevole dinamicità nell'espansione e contrazione delle rocce soggette ad alterazioni disgregative marcate a seguito del fenomeno del crioclastismo. La frantumazione dei corpi rocciosi per il crioclastismo produce frequenti cadute di detriti, crolli di roccia di varia dimensione e abbondanti depositi di sedimento sciolto ai piedi dei massicci rocciosi. Eventi meteorici di notevole intensità, frequenti in questa zona nei mesi estivi, sono in grado di mobilitare tali detriti accumulatisi ai piedi dei versanti e trasportarli verso valle portando all'innescarsi di eventi di trasporto ad alta concentrazione solida, quali colate detritiche (Panizza *et al.*, 1998).

Dal punto di vista dell'assetto forestale, la valle del torrente Ansiei rientra nel distretto climatico mesalpico, ai limiti del distretto endalpico, il quale è caratterizzato da precipitazioni annuali medie comprese tra i 1000 e i 1200 mm, uniformemente distribuite dal mese di aprile al mese di novembre. Le formazioni dominanti di quest'area sono l'abetina e la piceo-faggeta, dove la transizione verso condizioni endalpiche è segnalata dalla minore presenza del faggio. Lungo i versanti del bacino idrografico del rio Somprade, la carta forestale del Veneto segnala la presenza della sola tipologia della "mugheta microterma". Nell'area di conoide, procedendo dalle quote più elevate fino alla piana alluvionale del torrente Ansiei, sono presenti: "Abetina dei substrati carbonatici", "Piceo-faggeta dei suoli xerici" e "Pineta di pino silvestre con abete rosso". Ai margini dell'area di deposito e nella piana alluvionale dell'Ansiei è presente il tipo dei "Saliceti ed altre specie ripariali".

Lo studio morfometrico del bacino idrografico del corso d'acqua è stato eseguito in ambiente GIS impiegando un modello digitale del terreno con risoluzione di 1 metro. La sezione di chiusura del bacino, è stata posta immediatamente a monte della biforcazione del canale principale, a quota 1171 m s.l.m., il quale poi proseguendo verso valle interseca la strada silvo-pastorale che conduce alla località Pralongo. Il bacino idrografico, chiuso all'apice del conoide, presenta un'estensione di circa 0.38 km², da quota 2586 m s.l.m. alla sezione di chiusura posta a quota 1181 m s.l.m., mentre il canale principale si sviluppa per una lunghezza di circa 1.12 km, con una pendenza media del 0.51 m m⁻¹, superando un dislivello complessivo di circa 1300 m. I principali parametri morfometrici sono riportati in Tabella 4. La risposta idrologica di un bacino idrografico è direttamente connessa alla sua forma; nel caso in esame, la forma ovale-allungata determina rapide risposte idrologiche provenienti dai versanti, per la limitata espansione laterale e la stretta vicinanza al reticolo idrografico e, una lunga risposta relativa all'asta principale che a causa dell'elevata lunghezza necessita di un arco temporale elevato per condurre il singolo "elemento idrico" alla sezione di chiusura. L'analisi della curva ipsografica (Tabella 4) e del valore dell'integrale ipsometrico permettono di collocare il bacino in una fase senile, seppur al limite tra la fase di transizione. L'indice di Melton è un parametro che descrive l'acclività del bacino e in grado di discriminare tra i processi principali che hanno condotto all'origine dei conoidi. Nel caso del bacino del rio Somprade assume valore pari a 2.28 mentre il valore medio di pendenza del conoide è di 12°: caratteristiche tipiche di un conoide formatosi in seguito a fenomeni di *debris flow*.

Descrizione dell'evento di studio

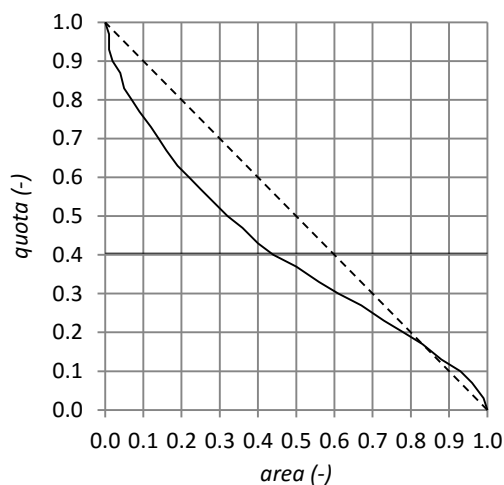
Il 30 luglio 2012 un violento nubifragio ha colpito la zona di Auronzo di Cadore dando origine ad una colata detritica lungo il rio Somprade, in località Cosderuoibe, oggetto di studio.

L'intero evento di precipitazione è durato circa 6.5 ore (dalle 17:35 alle 24:00) con una pioggia cumulata di 53.6 mm (tempo di ritorno stimato di 5 anni per la durata di 6 ore e 25 anni per la durata di 30 minuti). La massima intensità in 30 minuti è stata di 81.2 mm h⁻¹ registrata dopo 40 minuti dall'inizio dell'evento.

L'area sorgente di sedimento è rappresentata dall'ingente quantità di materiale detritico presente alla testata del bacino, depositatasi al piede delle alte pareti rocciose subverticali a seguito degli agenti erosivi e movimentato dalle intense precipitazioni. Inoltre, nel percorso verso valle, l'elevata capacità erosiva propria di questi fenomeni, ha determinato un progressivo accrescimento dei volumi trasportati. All'apice del conoide alluvionale, il materiale è fuoriuscito dal canale principale andando a depositarsi sul conoide boscato, principalmente in sinistra idrografica, dove il flusso è stato in parte soppresso dall'ostacolo offerto dalla componente forestale.

Tabella 4. Principali caratteristiche morfometriche del bacino e del corso d'acqua principale e curva ipsografica del rio Somprade.

Area planimetrica del bacino (km ²)	0.38
Quota massima del bacino (m)	2587
Quota media del bacino (m)	1750
Quota minima del bacino (m)	1181
Pendenza massima del bacino (m m ⁻¹)	17.40
Pendenza media del bacino (m m ⁻¹)	1.32
Pendenza minima del bacino (m m ⁻¹)	0.02
Pendenza massima del conoide (m m ⁻¹)	1.05
Pendenza media del conoide (m m ⁻¹)	0.21
Pendenza minima del conoide (m m ⁻¹)	0.00
Lunghezza canale principale (km)	1.12
Lunghezza totale reticolo (km)	2.86
Pendenza media canale principale (m m ⁻¹)	0.51
Integrale ipsometrico (-)	0.40
Indice di Melton (-)	2.28



1.3.2. RIO SENAGO (LOCALITÀ TULVE, VAL DI VIZZE, BOLZANO)

Il secondo sito di indagine del processo di *debris flow* è situata nella zona nord-orientale della Provincia Autonoma di Bolzano, nel comune di Val di Vizze (Bolzano), lungo l'omonima valle, in località Tulve. Il corso d'acqua è il rio Senago e il suo bacino contribuente si sviluppa sul versante di sinistra idrografica della valle in direzione prevalente nord. Dal DTM del sito, con risoluzione di 2.5 m, sono stati estratti il bacino e il reticolo idrografico, quindi si sono misurate le principali caratteristiche morfometriche ed idrografiche, riassunte in Tabella 5. Il bacino idrografico, chiuso all'apice del conoide alluvionale, ha una superficie ridotta pari a circa 1.12 km² e si estende da una quota massima di 2380 m s.l.m. fino a 1057 m s.l.m. alla sezione di chiusura. La pendenza media del bacino idrografico è del 0.54 m m⁻¹ (34.5°) con un'esposizione prevalente a nord-nordovest. Il corso d'acqua principale ha uno sviluppo longitudinale di circa 2.75 km con una pendenza media di 0.41 m m⁻¹ (24.84°) circa e sfocia nel Rio Tulve a quota 1057 m s.l.m.. La rete idrografica sintetica estratta a GIS impiegando un valore soglia di area drenata pari ad 1 ha, si presenta piuttosto ramificata con uno sviluppo complessivo di 8.13 km.

Valori dell'integrale ipsometrico (Strahler, 1952) superiori a 0.6 sono caratteristici di uno stadio giovanile del bacino, mentre valori minori di 0.4 sono tipici di uno stadio senile. A valori intermedi a quelli citati corrispondono invece situazioni di equilibrio. Nel caso in esame assume valore di 0.62 denotando uno stadio giovanile, quindi in fase di erosione, ciò si può osservare anche dall'analisi della curva ipsografica del bacino (Tabella 5). Parametro di rapido impiego per verificare l'attitudine di un bacino idrografico a generare *debris flow* è rappresentato dal numero di Melton (Me), il quale costituisce un indice di acclività del bacino, alcuni studi hanno rivelato che i conoidi soggetti a fenomeni di colata detritica hanno un indice di Melton pari o superiore a 0.25 e la loro pendenza è costantemente al di sopra 4°. Il conoide alluvionale occupa una superficie di 0.13 km² e presenta una pendenza media di 0.16 m m⁻¹ (9.09°). Le caratteristiche tipiche di un conoide originato in seguito a fenomeni misti di *debris flow* e trasporto di fondo presentando un valore del numero di Melton pari a 1.5. Su di esso si trovano ancora oggi i segni di palveocanali e depositi arginali.

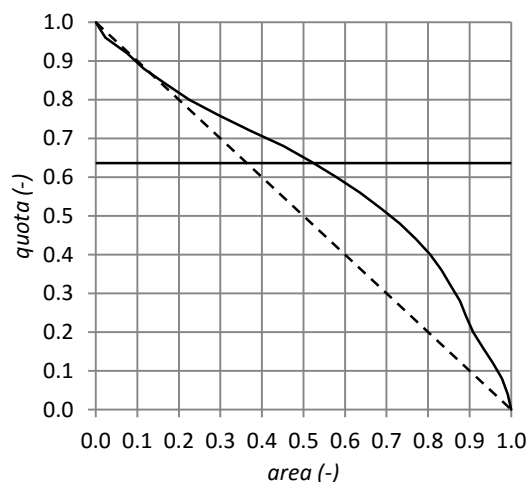
Dal punto di vista geolitologico e geomorfologico, lungo i versanti della Val di Vizze affiorano esclusivamente rocce del sistema pennidico ed, in particolare nell'area di studio, calcescisti con ofioliti:

marmi grigio-bluastri, calcescisti grigio-scuri, marmi bianchi o giallastri a flogopite e anfiboliti o serpentiniti. I depositi più superficiali presenti nella valle sono formazioni quaternarie, legate alle azioni erosive svolte dal ghiaccio durante le ultime glaciazioni che ha contribuito alla formazione dei depositi morenici che caratterizzano gran parte del fondovalle. Le rocce che formano questi depositi sono principalmente di tipo metamorfico e si trovano sia nelle zone più basse dei versanti, in corrispondenza dei conoidi di deiezione, sia nelle aree dei circhi glaciali d'alta quota. Il materiale costituente i depositi sciolti presenti sul versante e all'interno degli impluvi e sul conoide è rappresentato principalmente da detrito ghiaioso ben assortito con massi fino a qualche metro di diametro.

Dal punto di vista forestale, la Val di Vizze si colloca nella zona Endalpica di transizione - area dominata dell'abete rosso. L'assetto vegetazionale del bacino si presenta piuttosto semplice poiché la maggior parte della superficie di questo è coperta da bosco adulto di conifere dominate dall'abete rosso (*Picea abies*). Nella fascia montana predomina la "Pecceta dei suoli basici a *Melica nutans* con *Clematis alpina*", mentre nella fascia subalpina predominano, alle quote inferiori la "Pecceta subalpina carbonatica con *Adenostyles glabra*" e alle quote superiori, al limite del bosco, il "Lariceto a megaforbie con ontano verde".

Tabella 5. Principali caratteristiche morfometriche del bacino e del corso d'acqua principale e curva ipsografica del rio Senago.

Area planimetrica del bacino (km ²)	1.12
Quota massima del bacino (m)	2380
Quota media del bacino (m)	1909
Quota minima del bacino (m)	1150
Pendenza massima del bacino (m m ⁻¹)	0.89
Pendenza media del bacino (m m ⁻¹)	0.54
Pendenza minima del bacino (m m ⁻¹)	0.00
Pendenza massima del conoide (m m ⁻¹)	0.00
Pendenza media del conoide (m m ⁻¹)	0.16
Pendenza minima del conoide (m m ⁻¹)	0.53
Lunghezza canale principale (km)	2.75
Lunghezza totale reticolo (km)	8.13
Pendenza media canale principale (m m ⁻¹)	0.89
Integrale ipsometrico (-)	0.62
Indice di Melton (-)	1.16



Descrizione dell'evento di studio

Il 04 agosto 2012, tra le ore 16.00 e le 22.00, l'alta Val di Isarco è stata interessata da un intenso evento temporalesco che ha fatto registrare alla stazione meteorologica di Vipiteno 72.8 mm di precipitazione cumulata in 6 ore, con un tempo di ritorno stimato tra i 200 e i 300 anni. La severità dell'evento è stata accresciuta dalle condizioni di saturazione in cui già si trovavano i suoli a causa delle abbondanti precipitazioni verificatesi nel mese di luglio e dal temporale avvenuto nella notte del 02 e 03 agosto con un apporto di 30 mm. La combinazione tra un suolo già saturo e l'intensità dell'evento ha comportato il verificarsi di fenomeni di instabilità di versante diffusi in tutta la valle con eventi di frane e colate detritiche sui versanti e piena iper-concentrata nel Torrente Vizze. L'evento ha visto la movimentazione di elementi anche di notevoli dimensioni.

L'evento ha avuto una durata di circa 5 ore (tra le 17:30 e le 22:30) con una precipitazione cumulata di 80 mm (tempo di ritorno stimato di 200-300 anni), distribuiti in due eventi temporaleschi principali separati da una breve pausa. La massima intensità in 30 minuti è stata di 58.4 mm h^{-1} e registrata alle 21:05.

I meccanismi di innesco sembrano da ricondursi alla mobilitazione del sedimento presente in alveo in seguito agli elevati deflussi concentratisi in canale a causa della magnitudo dell'evento e all'elevato potere erosivo della corrente idrica. L'ipotesi, scaturita in seguito all'analisi di eventi analoghi occorsi nelle vicinanze in occasione dello stesso evento e per i quali si hanno rilievi *post*-evento, è quindi quella di una colata granulare con una buona matrice fine fangosa. Durante il manifestarsi del fenomeno, la minor pendenza e il cambio di direzione del corso d'acqua nella parte superiore del conoide di deiezione hanno favorito l'avulsione e il deposito dei sedimenti di maggiori dimensioni su distanze relativamente brevi anche per l'ostacolo offerto dalla vegetazione presente. La matrice fangosa invece ha percorso distanze molto maggiori andando a costituire depositi di limitato spessore, ma interessando un'area sicuramente maggiore.

1.4. CORRENTI IDRAULICHE: TRATTI DI CANALE A *STEP-POOL* (LOCALITÀ CANAL SAN BOVO, TRENTO)

Il sito sperimentale scelto per lo studio dell'effetto indotto dalla presenza di macro-forme di fondo, nello specifico di una morfologia a *step-pool*, sul processo di dissipazione energetica è avvenuto in due tratti di una scala di risalita per pesci realizzata esternamente al torrente Vanoi nel comune di Canal San Bovo (Provincia di Trento, Italia nord-orientale). Infatti, in seguito alluvione del novembre del 1966, sedici briglie di consolidamento sono state costruite per ridurre le instabilità del fondo ed il rischio di allagamento dell'abitato di Canal San Bovo, impedendo la risalita del torrente da parte delle specie ittiche presenti. Quindi, recentemente, allo scopo di ristabilire il *continuum* fluviale sono state realizzate una serie di scale di rimonta replicando una morfologia a *step-pool* consentendo in tal modo la risalita del torrente da parte dei pesci grazie alla presenza continua di acqua e alle piccole e medie dimensioni degli *step* (altezza massima degli *step* di circa 0.50 m). Le scale di rimonta sono state realizzate utilizzando massi e ciottoli, divenendo un buon caso studio per analizzare la cinematica delle morfologie a *step-pool* in relazione ad una scala geometrica che è intermedia tra la scala di laboratorio e quello di un sistema *step-pool* naturale (altezza massima degli *step* di 2.0-2.5 m, D'Agostino e Lenzi, 1998).

All'interno degli anelli di canale che costituiscono le scale di risalita per pesci, sono stati selezionati due tratti secondo un criterio di omogeneità morfologica allo scopo di testare diverse pendenze dei canali tipici di sequenze a *step-pool*. In ciascun tratto sono stati svolti dei rilievi topografici allo scopo di estrarre i profili del thalweg e la geometria delle sezioni trasversali in punti di controllo (*step*, *pool* e uscita della *pool*), un'analisi granulometrica per la caratterizzazione del materiale costituente i tratti; e delle prove controllate di portata (5 portate per tratto). Durante le prove di portata sono state eseguite anche le misure dell'altezza in ciascuna sezione trasversale.

2. I RILIEVI DI CAMPO E L'ANALISI DEGLI EFFETTI DELLA COMPONENTE FORESTALE SUI PROCESSI NATURALI ESAMINATI

I rilievi effettuati in campo sono stati focalizzati al campionamento totale del soprassuolo forestale, sia vivo sia morto, presente nell'area di sviluppo del processo e alla sua georeferenziazione. Durante le operazioni di misura è stata posta particolare attenzione ai danni subiti dalle piante con riferimento al fenomeno analizzato. Questi sono rappresentati essenzialmente da lesioni corticali e/o danni superiori (schianti, rotture del tronco, perdita del cimale). Altro elemento cui è stato prestato particolare interesse riguarda il sedimento o la componente rocciosa presente al suolo e direttamente associabile ai danni rilevati alla componente forestale in quanto si veniva a trovare immediatamente a monte di quest'ultima. Sono state eseguite anche delle aree di saggio in prossimità dei siti di studio allo scopo di caratterizzare il popolamento forestale in assenza del disturbo.

Parte dell'attività in campo si è spostata infine all'analisi delle caratteristiche morfologiche del sito, necessarie alla definizione degli input richiesti dalla modellazione numerica.

2.1. I RILIEVI TOPOGRAFICI

I rilievi topografici effettuati in campo sono stati eseguiti allo scopo di perimetrare le aree di deposito degli eventi di colata detritica e di crollo di roccia osservati e di acquisire le informazioni sull'andamento del profilo longitudinale e delle sezioni trasversali dei due tratti di canale a *step-pool*.

2.1.1. I RILIEVO DEI DEPOSITI

Il rilievo in campo dei depositi è avvenuto pedonandone il margine ed acquisendo alcuni punti GSP (Trimble GeoXM) in corrispondenza di discontinuità del bordo o in punti di biforcazione. Contemporaneamente sono state acquisite le informazioni riguardanti gli spessori medi di deposito sia perimetrali sia interni all'area di conoide. Per il processo di crollo si è invece preferito agire in ambiente GIS, per maggiore facilità di delimitazione e per la rilevante estensione, attraverso una perimetrazione da ortofoto.

2.1.2. IL RILIEVO DEL PROFILO LONGITUDINALE E DELLE SEZIONI TRASVERSALI DEL CANALE

I profili longitudinali dei due tratti di canale e della sponda sinistra sono stati misurati impiegando un livello ottico, il quale ha una precisione (± 1 cm) e che dipende soprattutto dal posizionamento della stadia sul letto irregolare del fondo. La pendenza media dei due tratti è stata calcolata utilizzando una regressione lineare dei punti del profilo del fondo. Dal profilo longitudinale del thalweg dei tratti indagati sono inoltre state estratte le caratteristiche specifiche delle singole sequenze di *step-pool-step* (Figura 7 e Tabella 6): altezza degli *step* dalla cresta fino al punto più basso della (ΔZ), altezza di caduta misurata come differenza di quota tra le creste tra due *step* successivi (z); distanza orizzontale tra *step* successivi, L_{ss} ; distanza orizzontale tra la cresta dello *step* e il fondo della *pool*, L_{sp} . La lunghezza totale dei tratti *TA* e *TB* è rispettivamente di 35.39 m e 19.99 m con una pendenza media di 6.0% e 10.0%, valori tipici di morfologie *step-pool* naturali.

Utilizzando uno strumento artigianale, costituito da un palo di legno rettangolare con fori a intervalli di 3 cm, sono state rilevate le sezioni trasversali in corrispondenza di ciascuno *step* (*s*), nel punto più profondo di ciascuna *pool* (*p*) e all'uscita di ciascuna *pool* (*t*) (Tabella 7). Il palo di legno è stato posto perpendicolarmente alla direzione di deflusso principale, fissato sulle due sponde e posto a livello. Per ottenere la sezione trasversale, è stata inserita verticalmente nei fori, fino a raggiungere il terreno, una barra di acciaio ed è stata misurata la distanza tra il terreno e il palo di legno. Le variabili geometriche di ciascuna sezione trasversale sono state misurate in seguito riportando i dati raccolti in ambiente CAD. Le 41 sezioni rilevate (*s*, *p*, *t*) nei tratti *TA* e *TB* sono caratterizzate da una larghezza media del canale variabile da 0.27 m (*s*) a 2.03 m (*p*). L'altezza degli *step*, misurata dalla cresta dello *step* al fondo della *pool* a valle, varia da 0.03 m a 0.84 m, mentre la spaziatura, L_{ss} , da 2.94 m a 8.98 m (Tabella 6).

Tabella 6. Principali caratteristiche delle sequenze *step-pool* dei tratti sperimentali *TA* e *TB*.

Tratto	<i>n</i> sect.	<i>n</i> s	<i>n</i> p	<i>n</i> t	Z_t (m)	<i>L</i> (m)	<i>S</i> ($m\ m^{-1}$)	σ_z (m)
<i>TA</i>	22	8	7	7	2.08	35.39	0.060	0.244
<i>TB</i>	19	7	6	6	2.14	19.99	0.100	0.279
TOTALE	41	23	21	20				

n sect. il numero di sezioni trasversali indagate per tratto; *n* seq. è il numero di sequenze *step-pool-step*; *n* s è il numero di sezioni *s* (steps) presenti nel tratto; *n* p è il numero di sezioni *p*; *n* t è il numero di sezioni *t*; Z_t è la differenza di quota tra la prima e l'ultima sezione trasversale; *L* è la lunghezza planimetrica; *S* è la pendenza media; σ_z è la deviazione standard delle elevazioni delle sezioni rispetto alla retta interpolante il profilo longitudinale.

Tabella 7. Caratteristiche geometriche delle singole sequenze di *step-pool* dei due tratti di studio.

Tratto	<i>n</i> step	ΔZ (m)	L_s (m)	L_{sp} (m)	<i>z</i> (m)
<i>TA</i>	1	0.60	4.61	1.08	0.22
	2	0.60	4.56	1.11	0.16
	3	0.49	3.90	1.38	0.35
	4	0.47	4.64	0.69	0.44
	5	0.47	4.62	1.09	0.19
	6	0.61	5.85	1.24	0.23
	7	0.71	7.20	1.02	0.48
	<i>medi</i>	0.56	5.06	1.09	0.30
<i>TB</i>	1	0.73	3.05	0.70	0.38
	2	0.64	3.91	1.03	0.44
	3	0.52	3.64	1.53	0.20
	4	0.69	2.95	0.95	0.26
	5	0.84	3.50	1.16	0.43
	6	0.61	2.94	1.05	0.44
	<i>media</i>	0.67	3.33	1.07	0.36
	<i>media</i>	0.61	4.26	1.08	0.32
	<i>deviazione standard</i>	0.11	1.22	0.23	0.12
	<i>massimo</i>	0.84	7.20	1.53	0.48
	<i>minimo</i>	0.47	2.94	0.69	0.16

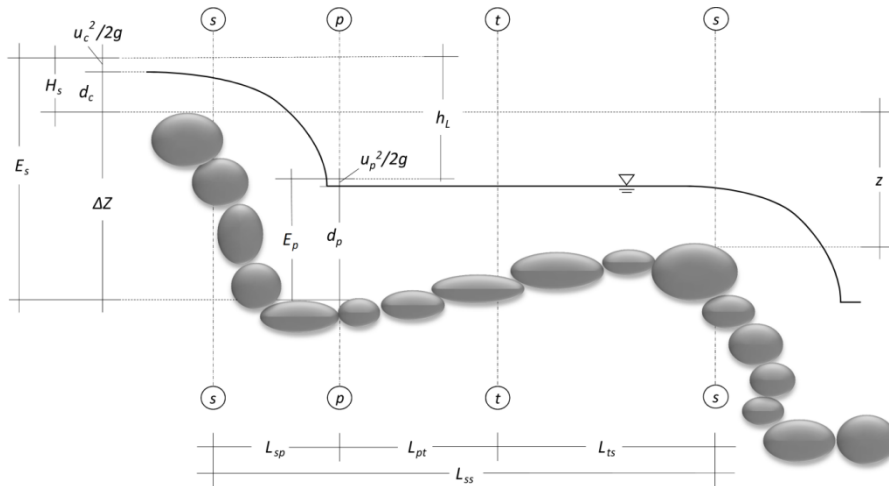


Figura 7. Schema concettuale dei dati rilevati in ciascuna singola sequenza *step-pool-step*.

2.2. LE ANALISI GRANULOMETRICHE

La granulometria rappresenta la caratterizzazione in termini statistici di una composto di particelle di sedimento, cioè l'identificazione delle singole particelle che caratterizzano un terreno in base alle loro dimensioni.

L'analisi granulometrica del sedimento è stata seguita in campo e per il materiale utilizzato nelle prove di laboratorio. Secondo lo scopo e le possibilità, il campionamento può essere eseguito adottando il metodo ponderale o numerale. Nel presente lavoro è stato adottato il metodo numerale per la caratterizzazione granulometrica dei depositi di trasporto solido e il metodo ponderale per la caratterizzazione del materiale impiegato per le prove di laboratorio. Le fasi principali attraverso le quali si esegue un'analisi granulometrica si riassumono in: 1) prelievo e analisi del campione di sedimento; 2) costruzione delle curve di frequenza relativa e cumulata; 3) calcolo dei diametri caratteristici; 4) calcolo dei parametri della distribuzione, che consentono di descrivere oggettivamente il campione. Il sistema più utilizzato di classificazione granulometrica è la scala di Wentworth la quale, per facilitarne lo studio della distribuzione di frequenza, può essere reinterpretata secondo la scala "phi" (ϕ) di Krumbein:

$$\rho = - \log_2 D \text{ (mm)} \quad [24]$$

Per la denominazione dei sedimenti si utilizza la classificazione proposta dall'*American Geophysical Union (AGU)* la quale adotta la scala di Wentworth.

Nel caso in cui il materiale da campionare è costituito da sedimenti grossolani, come nei casi di studio, si ricorre al metodo numerale. Esso consiste nel conteggio delle singole particelle appartenenti ad una certa classe diametrica e si applica per campioni superficiali quando la granulometria è grossolana. Esso prevede la sostituzione della curva granulometrica costruita con il metodo ponderale con una curva granulometrica in cui le percentuali passanti si riferiscono a frequenze numerali dei diametri del campione. A sua volta il campionamento nel metodo numerale si distingue in parziale o totale. Il metodo totale consiste nell'analisi di tutti gli elementi presenti in una zona ristretta ed è utilizzato per lo più per determinare i parametri granulometrici di corpi sedimentari quali barre di meandro o depositi fluviali. Il metodo parziale consiste invece nell'analizzare solamente alcuni elementi presenti nell'area di studio e può a sua volta essere effettuato in linea o a reticolo. In entrambi i casi occorre stabilire la numerosità del campione, al fine di ottenere un'analisi statisticamente valida e l'interdistanza di campionamento, pari a

circa una o due volte il diametro massimo del sedimento presente, al fine di evitare il doppio conteggio degli elementi ricadenti all'interno dello stesso transetto.

Nel primo caso, il rilievo granulometrico dei depositi all'interno dei due siti caratterizzati da fenomeni di trasporto ad alta concentrazione solida è stato svolto per caratterizzare in termini statistici il sedimento presente sul conoide alluvionale. L'obiettivo è quello di definire la frequenza con cui si presentano i diversi diametri al fine di determinare i percentili maggiormente significativi e i parametri della distribuzione di frequenza e trarre conclusioni circa la caratterizzazione granulometrica del campione analizzato.

2.3. I RILIEVI DEL SOPRASSUOLO FORESTALE

La distruzione periodica di singoli popolamenti è una parte normale del ciclo di vita della foresta. Questa naturale ciclicità è incompatibile con le funzioni del bosco di protezione in quanto il ciclo naturale di vita di una foresta comprende periodi in cui la copertura forestale non è sufficiente a garantire il grado di protezione richiesto (Figura 8).

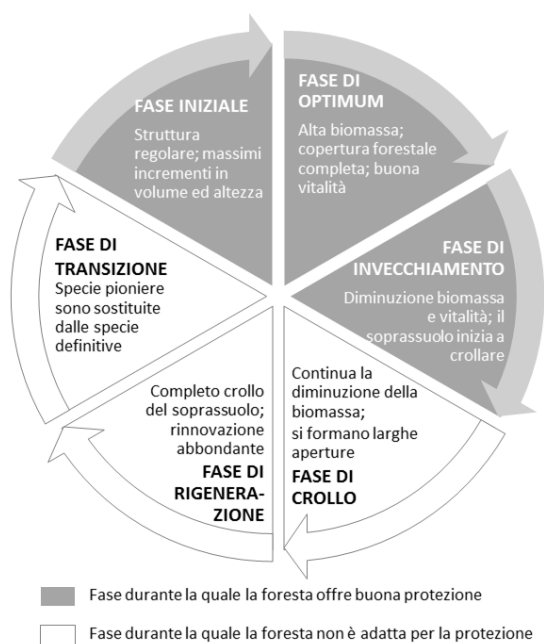


Figura 8. Rappresentazione schematica delle dinamiche forestali, senza influenze antropiche. Le dinamiche naturali sono un problema in un bosco di protezione, poiché non tutte le fasi sono in grado di offrire protezione (modificato da Motta e Haudemand, 2000).

In assenza di attività umana, la distruzione di un popolamento forestale è riconducibile al verificarsi di disturbi naturali (Pickett *et al.*, 1989). Le età delle specie arboree che costituiscono le foreste montane sono in relazione con la frequenza di eventi catastrofici, questo significa che le foreste di protezione devono avere un grado di resistenza tale che i disastri provochino il minor danno possibile. Finché una foresta presenta un elevato grado di resistenza ed elastica, cioè essere in grado di recuperare rapidamente dopo la distruzione, può offrire una buona protezione contro i disastri naturali (Motta e Haudemand, 2000). L'efficienza di protezione delle foreste può essere migliorata aumentando la stabilità

dei singoli individui attraverso un'attenta pianificazione dei gruppi di rigenerazione nel tempo e nello spazio. Nelle zone in cui le misure selvicolturali non sono in grado di fornire una protezione sufficiente, sono necessarie misure tecniche. Molte foreste dell'arco alpino però non sono gestite da decenni. I risultati di una ricerca condotta da Fidej *et al.* (2015) evidenziano la necessità di una valutazione periodica e gestione di queste foreste di protezione. Gli effetti negativi dei disturbi possono essere mitigati da foreste di età irregolari, dove la presenza e la distribuzione degli alberi assicurano una protezione contro i pericoli naturali e la possibilità di "sostituzione" degli alberi danneggiati con la rinnovazione esistente assicura l'elasticità del soprassuolo (O'Hara, 2006). Per tali foreste è perciò necessario prevedere un obiettivo selvicolturale diverso ed "ad hoc". In Svizzera il metodo dell'INC (*Nachhaltigkeit und Erfolgskontrolle im Schutzwald*), è utilizzato per la gestione delle foreste di protezione (Frehner *et al.*, 2005); esso si basa sulla valutazione e la definizione dei traguardi selvicolturali futuri di un bosco di protezione confrontando lo stato attuale del popolamento con un modello "ottimale" in relazione a ciascun sito e pericolo naturale (Brang *et al.*, 2006). Motta e Haudemand (2000) hanno seguito in Italia un approccio simile.

- **Il rilievo del soprassuolo forestale in area "disturbata"**

Il rilievo del soprassuolo nell'area disturbata, è avvenuto eseguendo un campionamento totale della componente forestale, sia arborea che arbustiva, presente nella zona di scorrimento ed arresto del processo analizzato. La posizione relativa delle singole piante è stata acquisita con distanziometro laser TruPulse, mentre la georeferenziazione è avvenuta rilevando la posizione geografica delle stazioni di misura con un GPS (Trimble GeoXM).

Durante il campionamento è stata dedicata particolare attenzione ai danni imputabili al processo di studio. Per ciascuna pianta sono stati rilevati i seguenti parametri: a) diametro a petto d'uomo (*DBH*); b) stato vegetativo: morto o vivo; c) specie; d) tipo di danno subito: nullo, lesione (presenti sulla corteccia, rappresentano segni evidenti della severità del fenomeno), cimatura, inclinazione dell'individuo (piante con baricentro spostato a valle in seguito alla collisione con i sedimenti inglobati nella massa detritica), individui stroncati (piante caratterizzate dalla rottura del fusto al di sopra del colletto radicale, soprattutto a causa di un violento impatto), individui schiantati (piante a terra a causa di una tensione esterna superiore rispetto alla resistenza meccanica garantita dall'apparato radicale e dal suolo); e) entità del danno subito: lieve, medio, grave; f) grandezza del masso arrestato, per i *rockfall*, o spessore di deposito a monte e valle, per i *debris flow*. La misura dei diametri si è protratta anche sotto la comune soglia di 17.5 cm, in quanto è stato dimostrato che anche diametri di 12.5 cm risultano essere utili nell'ostacolare la caduta di massi.

Per quanto concerne il crollo di roccia, le lesioni sono state classificate in base alla gravità.

- Rami rotti: piante prive di parti di chioma.
- Lesioni lievi: scalfittura della corteccia prolungata fino al cambio, di estensione ridotta.
- Lesioni moderate: escoriazione del tronco di profondità superiore a 2-3 centimetri o di superficie ampia, tale da compromettere lo stato fitosanitario della pianta colpita.
- Lesioni gravi: lesioni profonde con elevate emissioni di resina, legno sfibrato e seriamente compromesso per ampie lunghezze, seriamente pregiudicati i vasi linfatici elevato rischio di mortalità per la pianta; Il danno è stato poi identificato anche mediante la sua posizione sul tronco rispetto all'altezza da terra.

Il rilievo dei massi arrestati dall'ostacolo offerto dai tronchi è stato organizzato attraverso il censimento di tutti i massi localizzati in prossimità di piante danneggiate e legname a terra di dimensioni

rilevanti, allo scopo di definire le probabili relazioni di danno masso-foresta. Di ciascun masso sono stati misurati i tre diametri (maggiore, minore ed intermedio) impiegando, data la grandezza dei massi, ove possibile un cavalletto dendrometrico, oppure un metro ripiegabile. Il rilievo degli spessori di deposito presenti a monte e a valle della singola componente forestale è stato eseguito per tutte le piante presenti all'interno del materiale depositato in seguito alla fuoriuscita e alla deposizione del flusso detritico con un'accuratezza di circa ± 10 cm.

- **Il rilievo del soprassuolo forestale in area “non disturbata”**

La struttura del bosco è la risultante di interrelazioni tendenti ad un equilibrio dinamico tra gli organismo e l'ambiente esterno. La sua analisi può fare comprendere molto sulla storia del bosco, sui dinamismi in atto nei popolamenti che lo compongono e sul loro probabile evolversi.

Allo scopo di caratterizzare il popolamento forestale in assenza del fenomeno di disturbo e confrontarlo con quello presente all'interno dell'area affetta dal disturbo, in vicinanza dei siti di studio è stato eseguito un campionamento parziale effettuando alcune aree di saggio in foresta. L'individuazione dell'area campione è avvenuta “a tavolino” dall'analisi delle ortofoto avendo cura che esse avessero le caratteristiche idonee a rappresentare l'intero popolamento. È stato scelto di realizzare aree di saggio di forma circolare, offrono il vantaggio di presentare la minima probabilità di alberi sul bordo, con raggio di 10 m cui corrisponde una superficie pari a 314 m². Per ciascuna di esse si è provveduto al cavallettamento totale dei fusti e alla notazione della specie.

- **Analisi dell'effetto della vegetazione arborea sulla mobilità delle colate detritiche**

L'analisi dell'influenza tra la foresta e le colate detritiche è stata realizzata analizzando dapprima la distribuzione spaziale degli alberi morti e la loro funzione di mortalità all'interno delle classi diametriche. Quindi, è stato esaminato il rapporto tra lo spessore del deposito e la dimensione dell'albero.

È importante evidenziare che l'analisi dell'interazione tra la componente forestale e le colate detritiche non può prescindere dal tener conto dei diversi tipi di regimi di flusso che un *debris flow* può assumere durante il processo. Questi dipendono dalla proporzione tra le principali fonti di resistenza (frizionale, collisionale e viscosa). La concentrazione volumetrica e la granulometria sono i fattori principali che condizionano il comportamento del flusso, ma cambiamenti nel regime di deflusso sono stati osservati anche per modifiche della pendenza del canale e in occasione della formazione del fronte (Bettella *et al.*, 2012). Il modo in cui gli alberi concorrono nell'ostacolare il movimento delle colate detritiche è influenzato dal diverso comportamento del flusso. L'aumento della resistenza al moto dovuto alla presenza di alberi è dovuta principalmente alle collisioni tra le particelle e i tronchi nei regimi inerziali e per l'aumento della superficie di scorrimento e quindi della resistenza di attrito, nel caso dei regimi macro-viscosi e frizionali. Nell'analisi dei dati di campo per i due siti di studio del fenomeno di *debris flow*, si è cercato di esaminare il ruolo della componente forestale tenendo conto delle modifiche nel comportamento (regime) dei flussi durante il processo di deposizione suddividendo l'area di deposito in due zone. In dettaglio, si ritiene che la resistenza collisionale domina nella parte superiore del deposito dove avviene l'inizio del processo di deposizione e il flusso è ancora caratterizzato da alte velocità e alto carico cinetico (zona di collisione). La resistenza di attrito si suppone invece dominare durante la fase finale del processo deposizionale (zona di attrito), dove le velocità di deflusso si riducono.

Nei casi di studio, si è cercato di individuare diversi comportamenti dell'interazione del flusso detritico con la foresta suddividendo l'area di deposito in due parti. Infatti, si ritiene che la resistenza collisionale domini durante la fase iniziale del processo di deposizione (parte superiore del deposito), dove

il flusso è ancora caratterizzato da alte velocità e carico cinetico (zona di collisione), mentre si suppone che la resistenza frizionale domini durante la fase finale del processo di deposizione (parte terminale del deposito), dove le velocità di flusso si riducono. Per realizzare la suddivisione tra le due zone si è fatto riferimento alla formulazione cinematica di Takahashi (1991) che descrive il processo di deposizione delle colate detritiche. Osservando il profilo longitudinale della velocità del fronte lungo la *runout* ottenuto dall'applicazione del metodo di Takahashi (1991; esempio in Figura 9), possono essere distinte una prima parte caratterizzata da una decelerazione quasi costante ed una seconda parte caratterizzata da un brusco rallentamento. La linea di separazione tra le due parti (Figura 9) è approssimativamente riconducibile all'80% della *runout* totale. In questa parte della *runout*, l'approccio di Takahashi fornisce valori di decelerazione approssimativamente doppia di quella osservata nella prima parte. Quindi, la relazione tra lo spessore del sedimento depositato e la dimensione degli alberi è stata esaminata separatamente all'interno di queste due zone come un primo tentativo di prendere in considerazione l'effetto dei differenti tipi di regimi di deflusso.

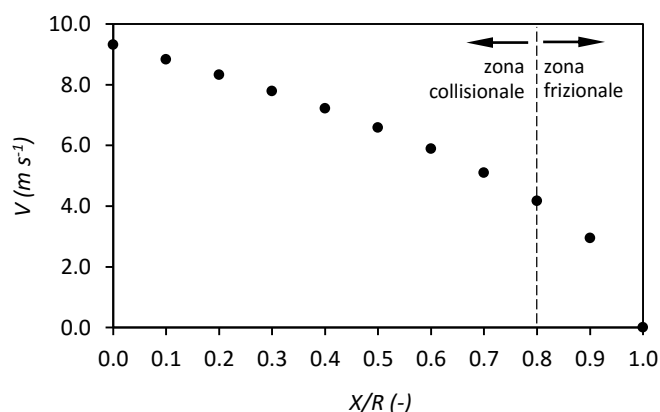


Figura 9. Profilo longitudinale della velocità del fronte stimato con la formulazione di Takahashi (1991). Nel grafico V = velocità del fronte, R = *runout*, X = distanza dall'inizio del processo di deposizione. Il grafico riporta i risultati ottenuti utilizzando i dati del *debris flow* del rio Somprade dove: pendenza del canale = 27° , pendenza del conoide a valle = 12° , massima *runout* = 500 m, angolo di attrito (calcolato interattivamente) = 12.9° , profondità di deflusso (osservata in campo) = 3.0 m; velocità di deflusso (approssimata utilizzando la formula del moto turbolento) = 8.0 m s^{-1} .

Dal punto di vista statistico, l'influenza reciproca tra *debris flow* e singola pianta è stata condotta, sia per i casi di studio reali che per i test di laboratorio eseguendo l'analisi dei componenti principali (*Principal Component Analysis, PCA*). Nello specifico, è stata performata un'analisi di ridondanza (*Redundancy Analysis, RDA*) per i casi di studio reali e l'analisi dei componenti principali classica per le prove di laboratorio.

La *PCA* è una tecnica di analisi multivariata il cui obiettivo è di sintetizzare le informazioni contenute in una matrice di dati mediante opportune combinazioni lineari delle variabili originali, dette componenti principali. Le componenti principali (*Principal Components, PC*) sono nuove variabili tra loro ortogonali, cioè mutualmente non correlate. Con la *PCA* è possibile misurare la variabilità di un fenomeno attraverso la costruzione di due, o più, variabili latenti sintesi, delle variabili originarie ognuna pesata sulla base del contributo offerto nel discriminare il fenomeno. Per identificare le variabili da impiegare nell'analisi, la *PCA* è normalmente preceduta dall'analisi dei coefficienti di correlazione tra coppie di variabili: l'impiego di due variabili tra loro fortemente correlate (valori del coefficiente $> 0.70\%$) è sconsigliabile. Il coefficiente di correlazione impiegato è quello per dati non parametrici di Kendall ed è stato calcolato per le variabili di laboratorio C_v , R , W , A , H/L , S_{max} e S_{medio} .

La *RDA* rappresenta una forma canonica della *PCA* in grado di tener conto anche delle combinazioni lineari tra le variabili ambientali. Consente perciò di determinare le variabili ambientali che permettono di spiegare la massima percentuale di varianza dei dati originali. I risultati dell'analisi consentono di spiegare più dettagliatamente quanto già osservato. Per quanto riguarda i *debris flow*, la *RDA* è stata affrontata valutando le correlazioni tra le variabili di risposta, rappresentate dalla numerosità percentuale di ciascuna specie all'interno di 10 classi di fascia di deposito e le variabili esplicative, rappresentate dai valori medi di spessore medio del deposito, mortalità e *DBH* nelle 10 classi. Le classi (A-M) sono state definite per incrementi del 10% della lunghezza totale del deposito.

2.4. SPERIMENTAZIONI IN CONDIZIONI STAZIONARIE PER DIVERSE PORTATE IDRICHE

Nel sito di Canal San bovo (Tn) sono state eseguite alcune prove di portata (Q) controllata allo scopo di investigare la dissipazione energetica in diverse condizioni del regime idraulico. Le portate minori ($0.005 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \leq Q \leq 0.043 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) sono state ottenute agendo sulla paratia che regola l'ingresso dell'acqua dal Torrente Vanoi agli anelli di canale che costituiscono le rampe di rimonta. Le altre portate sono state ottenute utilizzando delle pompe ($0.043 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} < Q \leq 0.234 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Le misure di portata sono state condotte mediante il metodo della diluizione salina (Calkins e Dunne, 1970), utilizzando cloruro di sodio (NaCl) come tracciante. Questo metodo è particolarmente indicato nei torrenti montani, D'Agostino (2004) ha stimato un errore medio assoluto dell'8%, nei quali non è sempre possibile l'impiego di misuratori di velocità di tipo tradizionale (es. mulinello idrometrico e sensori acustici) a causa della turbolenza, dei bassi tiranti e delle forti macroscabrezze. La portata è determinata sulla base dell'ipotesi che un tracciante che è immesso in un corso d'acqua conserva la sua massa lungo il tratto di alveo compreso tra il punto d'immissione e quello di campionamento. Dopo l'iniezione della soluzione salina, la conducibilità elettrica dell'acqua è stata rilevata con una frequenza di 5 s impiegando il conduttivimetro COND 340i-WTW. Per ciascuna portata la misura è stata ripetuta tre volte utilizzando tre diverse quantità di sale, 100, 200 e 300 g, in precedenza sciolte in circa 20 l di acqua. Queste tre misurazioni sono state mediate per ottenere il valore finale.

In occasione di ciascuna prova si è misurata l'altezza idrometrica in ogni sezione trasversale di controllo utilizzando lo strumento artigianale descritto in precedenza per il rilievo topografico del canale. Le corrispondenti velocità di deflusso medio locale sono state ottenute dall'equazione di continuità. La verifica delle condizioni di flusso critico (numero di Froude) nelle sezioni di tipo *s* (Figura 2) è stata eseguita misurando la profondità dell'acqua a monte della cresta dello *step* e ad una distanza pari a 3.5 volte la profondità sulla cresta dello *step*. Secondo considerazioni idrauliche (Chow, 1973), la profondità in questa sezione è uguale alla profondità teorica critica - $d_c = (q^2 g^{-1})^{1/3}$, dove $q = Q w^{-1}$ - solo quando il regime di flusso che si approssima allo *step* è subcritico. Poiché la massima differenza assoluta tra la profondità portata misurata e la profondità teorica critica non superava il 10%, la velocità locale (u) in corrispondenza dello *step* è stata calcolata utilizzando la condizione critica ottenuta dalla formula: $u_c = (g d_c)^{1/2}$.

Particolare attenzione è stata dedicata alla quantificazione della velocità effettiva di flusso media lungo i tratti di studio per le 5 portate investigate. Questa velocità, qui definita come "velocità media di tratto" (U), è stata calcolata combinando le velocità locali nelle sezioni *s*, *p* e *t* e considerando che U è data dal rapporto tra la somma delle lunghezze percorse nei singoli tratti (da *s* a *p*, da *p* a *t* e *t* a *s*) e la somma dei tempi di percorrenza negli stessi tratti. I tempi di trasferimento impiegato dalla corrente a percorrere le distanze tra le singole sezioni trasversali investigate sono stati calcolati con i seguenti rapporti: (i) velocità in *s* ($u_s = u_c$) e distanza L_{sp} ; (ii) media delle velocità in *p* (u_p) e in *t* (u_t) e distanza L_{pt} ; (iii) media delle velocità di u_t e u_c e distanza L_{st} (Figura 7).

3. LA MODELLAZIONE FISICA E NUMERICA DEI PROCESSI NATURALI DI STUDIO

Le osservazioni di campo sono un efficace metodo per conoscere il comportamento reale dei processi fisici, inoltre, per i fenomeni analizzati in questa ricerca, sono molto importanti per acquisire i parametri relativi al movimento, alla deposizione e all'arresto. Combinare un'accurata descrizione di *debris flow* naturali e della topografia del conoide è un modo efficace per ottenere una buona replica del *pattern* di deposizione osservato. Per esplorare ulteriormente il meccanismo e aiutare i tecnici a riconoscere il fenomeno naturale, sono stati sviluppati una serie di modelli numerici che ne simulano il comportamento. Le osservazioni di campo sono importanti per controllare i risultati sperimentali e delle simulazioni. Infatti, verificare la correttezza della direzione di deflusso è uno dei problemi più importanti nei processi di simulazione. Perciò, combinare osservazioni di campo esperienze di laboratorio può aiutare i ricercatori a comprendere meglio il processo fisico (Zhang *et al.*, 2013).

3.1. LA MODELLAZIONE FISICA A SCALA RIDOTTA DEI *DEBRIS FLOW*

I modelli fisici forniscono un utile strumento per accrescere la comprensione del comportamento dei processi reali, fornendo intuizioni sull'applicabilità di semplificazioni e assunzioni da riportare nello sviluppo dei modelli analitici. Lo studio reologico dei flussi detritici ad alta concentrazione solida, come *debris flow*, è possibile attraverso l'impiego di reometri. I reometri più impiegati sono: reometro a piastre parallele, reometro a cilindri coassiali; piano inclinato; canale artificiale a rotazione verticale; test di crollo (*slump test*), reometro a palette (*shear vane rheometer*) e acquisizione di immagini mediante risonanza magnetica (*Magnetic Resonance Imaging, MRI*) combinata ad un reometro.

I reometri a piano inclinato consentono la modellazione fisica del processo a scala ridotta. L'arresto del flusso di materiale sul piano inclinato può essere definito dalla misura della tensione di soglia dinamica, τ_c :

$$\tau_c = \rho_m g s \sin(S_d) \quad [25]$$

Al fine di approfondire lo studio sul comportamento dei fenomeni di *debris flow* è stata condotta un'attività sperimentale di laboratorio volta alla simulazione di colate detritiche a piccola scala su reometro a piano inclinato, presso il Dipartimento di Scienze Agrarie e Ambientali - Produzione, Territorio, Agroenergia dell'Università di Milano. Il reometro impiegato (Figura 10) ha una canaletta lunga 200 cm, larga 15 cm e alta 40 cm (Figura 10). All'estremità superiore ospita i fermi necessari per il collocamento della paratoia che realizza la vasca di accumulo del materiale e permette la simulazione dell'innesco per *dam break*. La canaletta può essere liberamente inclinata per un *range* di pendenze compreso tra i 25° e i 45°. Al termine del canale ha inizio il piano di deposito che raccoglie il materiale defluito e permettere le osservazioni morfologiche del deposito. Anche questo può assumere una diversa inclinazione, con pendenze variabili da 0° a 10°. Il fondo del canale e del piano di deposito è costituito da una lamiera mandorlata, per riprodurre la scabrezza delle zone di deposizione. Inoltre, il piano di deposizione presenta dei fori, aventi spazature di 10 per 10 cm, che permettono la predisposizione delle configurazioni con elementi simulanti la presenza di un soprassuolo forestale.

3.1.1. CONSIDERAZIONI DI SCALA

La questione della scalatura dei modelli fisici per la simulazione dei *debris flow* è argomento ancora controverso nella letteratura internazionale per le molte difficoltà che presenta (Armanini e Scotton, 1992; Hübl e Holzinger, 2003; Tiberghien *et al.*, 2007; Ishikawa *et al.*, 2010; Scheidl *et al.*, 2012) dovute al complesso comportamento delle colate detritiche, che comprende la dipendenza di scala delle interazioni tra la fase solida e fluida (Iverson e Denlinger, 2001; Iverson *et al.*, 2011). Inoltre, una delle maggiori limitazioni dei modelli fisici è la mancanza di certezza su come applicare i risultati del modello in scala alla realtà del fenomeno (Carroll *et al.*, 2007). I limiti di scala si riscontrano principalmente eseguendo la similitudine dinamica, la quale è probabilmente impossibile a piccola scala (Iverson e Denlinger, 2001; Iverson *et al.*, 2011).

In laboratorio i *debris flow* mostrano valori eccessivamente elevati della resistenza allo snervamento, della resistenza viscosa e della resistenza inerziale di contatto tra le particelle e eccessivamente ridotte delle pressione interstiziali. Mahoney (2006) identifica l'assenza di grandi particelle come una limitazione alle prove su piccola scala che si traduce in una riduzione dello sforzo di impatto esercitato dalle particelle. Studi condotti da Davies (1988; 1994) Egashira *et al.* (2001) e altri hanno utilizzato con successo modelli a piccola scala per replicare il comportamento visivo osservato in campo. Tuttavia, gli esperimenti a piccola scala sono molto utili poiché consentono di eseguire un alto numero di osservazioni ed una molteplicità di configurazioni (de Haas *et al.*, 2015). Comunemente il confronto tra gli esperimenti e le osservazioni di campo si basa su approcci idrodinamici, supponendo una similitudine geometrica o cinematica (Scheidl *et al.*, 2012). Iverson (1997), Iverson e Denlinger (2001), Iverson *et al.* (2011) e Iverson (2015) hanno proposto un insieme di parametri adimensionali per descrivere il regime di deflusso delle colate detritiche. Questi consentono il confronto tra le colate detritiche di diverse dimensioni e scale e consentono una valutazione quantitativa del tipo di regime di deflusso sperimentale rapportato al processo naturale (de Haas *et al.*, 2015). Inoltre, descrivono le relazioni tra le tre forze che si oppongono al moto: collisionali, frizionali e viscosi (Iverson, 1997; Parson *et al.*, 2001; Iverson and Denlinger, 2001).

I tre parametri principali sono:

- il numero di Bagnold (N_B), definito dal rapporto tra le forze collisionali e viscosi;
- il numero di Savage (N_S), che definisce il rapporto tra le forze collisionali e frizionali;
- il numero di attrito (N_F), che descrive la relazione tra forze frizionali e viscosi.

$$N_B = \frac{Cv \rho_s \delta^2 \sigma}{(1 - Cv)\mu} \quad [26]$$

$$N_B = \frac{\rho_s \delta^2 \sigma^2}{g (\rho_s - \rho_w) H \tan(\varphi)} \quad [27]$$

$$N_F = \frac{Cv g (\rho_s - \rho_w) H \tan(\varphi)}{(1 - Cv)\mu\sigma} \quad [28]$$

Dove, ρ_s è la densità della fase solida; ρ_w è la densità della fase liquida; δ è la dimensione media dei sedimenti; σ è la velocità al taglio della miscela e ottenuto dal rapporto tra la velocità e la profondità di deflusso; μ è la viscosità dinamica del *debris flow*; H è la profondità di deflusso; e φ è l'angolo di attrito interno della miscela.

La viscosità della miscela può essere stimata in funzione della concentrazione di particelle fini (Cv_{fines}) con la relazione seguente proposta da Thomas (1965).

$$\frac{\mu}{\mu_w} = 1 + 2.5 Cv_{fines} + 10.05 Cv_{fines}^2 + 0.00273 e^{(16.6 Cv_{fines})} \quad [29]$$

Dove, μ_w è la viscosità dinamica dell'acqua e pari a 0.001002 Pa s.

Iverson (1997), sulla base di esperimenti di laboratorio di flussi granulari di particelle sferiche di uguale dimensione, ha definito i limiti dei parametri adimensionali per i quali un tipo di forza è dominante sull'altra; per $N_B > 200$ le forze collisionali prevalgono su quelle viscosi, per $N_S > 0.1$ le forze collisionali prevalgono sulle frizionali e per $N_F > 2000$ le forze frizionali prevalgono su quelle viscosi. Recentemente, Parsons *et al.* (2001), in base a prove di laboratorio di flussi granulari saturi, ha suggerito di ridurre il limite di dominanza tra le forze di attrito e le forze viscosi: $N_F > 100$ per il corpo del flusso e $N_F > 250$ per il fronte. Una maggior accuratezza nella descrizione del regime di deflusso prodotta dall'abbassamento del limite è stata confermata anche dai risultati delle prove di laboratorio di *debris flow* condotte da de Haas *et al.* (2015).

In questo studio, è stata scelta una similarità geometrica e cinematica per la derivazione dei risultati di laboratorio. La lunghezza di scala assunta per la somiglianza geometrica, rapporto tra il prototipo (l^*) e la lunghezza di laboratorio (l), è pari a 50. Inoltre, il concetto di scala di Froude è stato applicato per verificare la viscosità del flusso detritico (Tabella 8).

In Tabella 9 sono riportati i campi di esistenza dei principali parametri fisici e adimensionali, opportunamente scalati, dei *debris flow* sperimentali a piccola scala; inoltre, sono riportati i valori risultati dalle prove di *debris flow* a piccola scala condotte da de Haas *et al.* (2015), a grande scala condotte all'USGS e di *debris flow* reali. Secondo Iverson (1997) e Parsons *et al.* (2001), il regime dei *debris flow* prodotti per le prove di laboratorio è di tipo frizionale/collisionale, infatti, N_B è maggiore di 200 per tutte le prove ad eccezione di una, la maggior parte delle prove (19 prove) hanno $N_S > 0.1$ e la maggior parte delle prove (25 prove) hanno $N_F > 100$. Inoltre, i risultati sembrano suggerire che le forze frizionali diventino meno importanti rispetto alle forze collisionali con il diminuire del contenuto di acqua.

Tabella 8. Range dei parametri principali dei test di laboratorio e del prototipo per gli esperimenti eseguiti.

	$W_{canaletta}$ (m)	D_{max} (m)	$h_{canaletta}$ (m)	U_{outlet} (m s ⁻¹)	Fr (-)
laboratorio	0.15	0.03	0.006 - 0.034	1.09 - 2.72	0.36 - 0.62
prototipo	7.50	1.50	0.300 - 1.700	7.69 - 19.22	0.36 - 0.62

Dove, $W_{canaletta}$ è la larghezza della canaletta, $h_{canaletta}$ è l'altezza minima e massima del flusso misurata poco prima dello sbocco sul piano di deposito, U_{outlet} è la velocità minima e massima misurata allo sbocco sul piano di deposito e Fr è il numero di Froude medio della miscela lungo la canaletta.

Tabella 9. Parametri fisici e adimensionali di *debris flow* a piccola scala, sperimentali, a grande scala e reali.

Parametro	Simbolo (unità)	Debris flow a piccola scala		Debris flow a	Range tipici di debris flow reali
		questo studio*	de Haas et al. (2015)	grande scala USGS	
Parametri fisici					
Diametro medio	σ (m)	0.079	0.0005 - 0.002	0.001	10^{-5} - 10^0
Profondità di deflusso	H (m)	0.30 - 1.70**	0.005 - 0.018	0.1	0.1 - 10
Velocità di deflusso	u ($m\ s^{-1}$)	8.02 - 13.67***	0.9 - 2.9	10	0.1 - 20
Sforzo tangenziale di deflusso	γ (s^{-1})	48 - 121	105 - 371	100	1 - 10^0
Densità sedimento	ρ_s ($kg\ m^{-3}$)	2632	2650	2700	2500 - 3000
Concentrazione volumetrica solida	C_v (-)	0.50 - 0.65	0.35 - 0.59	0.6	0.4 - 0.8
Concentrazione volumetrica liquida	C_w (-)	0.35 - 0.50	0.65 - 0.41	0.4	0.2 - 0.6
Viscosità	μ (Pa s)	0.0013 - 0.0014	0.001 - 0.40035	0.001	0.001 - 0.1
Angolo di attrito	φ (°)	35	42	40	25 - 45
Parametri adimensionali					
Numero di Savage	NS	0.007 - 0.362	0.17 - 225	0.2	10^{-7} - 10^0
Numero di Bagnold	NB	153 - 803	37 - 1589	400	10^0 - 10^8
Numero di Friction	NF	1069 - 15428	141 - 2760	$2 * 10^3$	10^0 - 10^5

* Valori osservati scalati (1:50)
 ** Misurata poco prima dell'uscita della canaletta
 *** Velocità media nella canaletta

3.1.2. IL MODELLO FISICO DI LABORATORIO

In questa sperimentazione sono state eseguite una serie di prove con miscele di acqua-sedimento a differenti concentrazioni volumetriche solide (C_v): 0.50, 0.55, 0.60 e 0.65. La configurazione scelta del reometro è mantenuta costante durante tutte i test, prevede un'inclinazione del piano di scorrimento (S_c) di 20° e un'inclinazione del piano di deposito (S_d) di 3° (Figura 10).

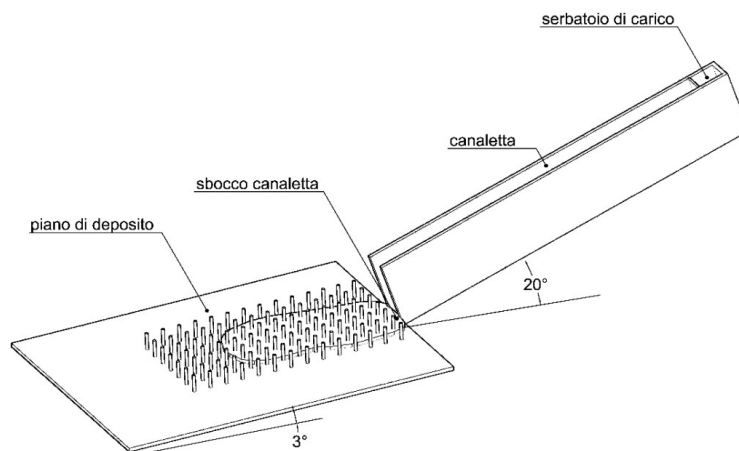


Figura 10. Disegno schematico del reometro a piano inclinato impiegato per le prove di laboratorio di *debris flow*.

Durante ciascuna prova il materiale, opportunamente pesato, è stato immesso nel serbatoio di accumulo presente all'apice della canaletta di scorrimento ed è stato mantenuto in agitazione simulando il regime collisionale. L'innescò per *dam break* è stato simulato aprendo istantaneamente la paratoia. Ciascuna prova è stata registrata impiegando una videocamera e l'elaborazione dei video ha permesso di determinare i tempi di passaggio del fronte della colata lungo la canaletta e sul piano di deposito e la stima della velocità media. Al termine della prova, sono state rilevate le caratteristiche geometriche del materiale depositato sul piano di raccolta. Queste sono state: la massima lunghezza raggiunta dal flusso detritico (*runout*, R), la larghezza massima (W), lo spessore di deposito massimo (s), il peso del materiale depositato (M_{dep}) e il peso del materiale rimasto lungo la canaletta (M_{ret}). In seguito, dall'elaborazione delle fotografie effettuate dei depositi, in ambiente CAD sono state misurate le aree dei depositi.

3.1.3. IL MATERIALE IMPIEGATO

Il materiale impiegato nella preparazione della miscela per le prove sperimentali è stato campionato in tre zone di deposito della colata detritica che nell'estate del 2013 è avvenuta sul conoide del Rio Gadria (Silandro, Bz). Gli eventi di *debris flow* che caratterizzano questo torrente sono esposti in Comiti *et al.* (2014).

La caratterizzazione granulometrica è stata condotta dal CNR-IRPI di Padova ricorrendo al metodo ponderale. La composizione del materiale trasportato presenta una parte fangosa importante (Figura 11) Il sedimento è stato setacciato in modo tale che il diametro massimo delle particelle fosse di 19 mm. Questo valore è stato scelto al fine di ottenere un rapporto tra la dimensione delle particelle più grandi e la larghezza del canale simile a quella osservata per il rio Gadria, cioè pari a 0.13. L'analisi granulometrica del campione di sedimento, le cui curve di distribuzione granulometrica sono riportate in Figura 16, ha evidenziato una componente prevalentemente sabbioso-argillosa.

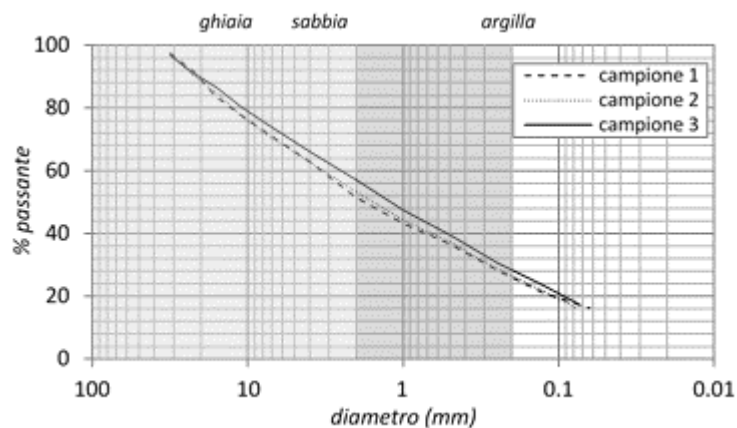


Figura 11. Curve granulometriche dei campioni di materiale impiegati per la modellazione fisica.

3.1.4. LA SIMULAZIONE DELLA COMPONENTE FORESTALE

Le foreste di montagna contribuiscono in modo determinante a ridurre l'erosione, assicurano protezione contro la caduta di valanghe e di massi, concorrono a controllare le lave torrentizie e a stabilizzare le frane superficiali. I risultati di uno studio condotto da May (2002) hanno evidenziato come le attività di gestione forestale, attuali e passate, abbiano influenzato le caratteristiche delle aree soggette a *debris flow* indagate in tutte e tre le zone di esplicazione del processo: innescò, trasporto e deposito. I

debris flow che attraversano foreste mature hanno evidenziato una tendenza ad avere minori e meno estesi franamenti spondali, *runout* più brevi (Robinson *et al.*, 1999; May, 2002) e il maggior volume di legname presente nel deposito per metro lineare di *runout*. Le ricerche di Ishikawa *et al.* (2000) e Ishikawa *et al.* (2003) hanno confermato la capacità dei popolamenti forestali di ridurre la mobilità dei *debris flow*, mentre Ciabocco *et al.* (2009) suggeriscono l'adozione di un trattamento dei cedui a sterzo in quanto risultato più efficace nella protezione contro la caduta massi.

Alla luce di queste evidenze di campo e di letteratura si è voluto comprendere meglio il processo dissipativo dovuto alla presenza della componente forestale ricorrendo ad una modellazione fisica impiegando un reometro a piano inclinato. Esperienze di laboratorio analoghe sono già state impiegate per studiare il comportamento delle colate detritiche da diversi Autori (ad es. Van Steijn e Coutard, 1988; Liu, 1996; Major e Iverson, 1999; D'Agostino *et al.*, 2010; Hürlimann *et al.*, 2015.; de Haas, 2015).

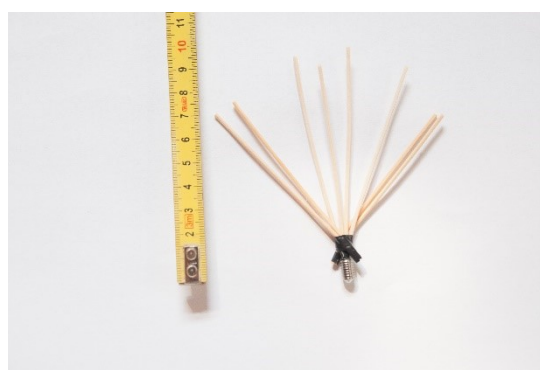
In questo lavoro con le prove di laboratorio si è voluto investigare:

1. il comportamento reologico del fenomeno dei *debris flow*: su piano di deposito libero; 3 serie di prove per ciascuna concentrazione;
2. gli effetti indotti dalla presenza di un popolamento forestale governato a fustaia: presenza sul piano di deposito di elementi verticali (Figura 12a); 2 serie di prove per ogni concentrazione;
3. gli effetti indotti dalla presenza di un popolamento forestale governato a ceduo: presenza sul piano di deposito di elementi costituiti da 8 pezzi di vimini uniti tra loro a simulare l'ingombro offerto da una ceppaia (Figura 12b): 2 serie di prove per ciascuna concentrazione.

La componente a fustaia è stata simulata rigida con viti in acciaio di lunghezza 10 cm e diametro di 0.6 cm; la componente a ceduo è stata simulata flessibile impiegando per ciascuna ceppaia 8 pezzi di vimini lunghi circa 8 cm e diametro 0.2 cm (il minore trovato in commercio). L'impiego di questi elementi consente la simulazione di un popolamento forestale avente le caratteristiche riportate in Tabella 10.



a) Elementi verticali rigidi che simulano la presenza di un bosco d'alto fusto



b) Elementi verticali flessibili che simulano la presenza di un bosco ceduo

Figura 12. Elementi impiegati per la simulazione della componente forestale sul piano di deposito nelle prove di laboratorio.

Tabella 10. Strutturali dei popolamenti forestali impiegati nel modello fisico in scala geometrica 1:50.

	<i>densità (n ha⁻¹)</i>	<i>DBH (cm)</i>	<i>Area basimetrica (m² ha⁻¹)</i>
<i>Fustaia</i>	400	30	28
<i>Ceduo</i>	400	10	25

3.2. LA MODELLAZIONE NUMERICA DELLE COLATE DETRITICHE

L'identificazione della reologia appropriata è alla base del successo dell'interpretazione, della modellazione e della previsione del comportamento dei *debris flow*. Ma osservazioni di campo e videoregistrazione degli eventi hanno dimostrato che non è possibile definire un modello reologico unico capace di descrivere tutta la gamma di comportamenti meccanici che caratterizzano le colate detritiche. Infatti, la reologia apparente del flusso varia con il tempo e durante il percorso verso valle (Iverson, 2003).

Nonostante esistano numerosi modelli reologici che tentano di descrivere la relazione tra lo sforzo tangenziale agente e resistente che si sviluppa nei flussi di materiale "viscoplastico", ad oggi non esistono equazioni costitutive di validità generale. Inoltre, sebbene i *debris flow* siano un sistema multifase, i tentativi di modellazione assumono generalmente l'ipotesi semplificativa che la massa sia omogenea e con densità costante (sistema monofasico) e, per ragioni di semplicità, è solitamente simulato solo il comportamento medio del flusso (Chen, 1988), non tenendo quindi conto delle interazioni tra le diverse fasi nel tempo e nello spazio.

Inoltre, fattori come la natura impulsiva del fenomeno, la variabilità della composizione granulometrica e del contenuto d'acqua complicano lo studio e fanno sì che non esista un modello in grado di simulare correttamente le diverse caratteristiche delle colate detritiche (Iverson, 1997).

3.2.1. IL MODELLO NUMERICO BI-DIMENSIONALE FLO-2D PER LA SIMULAZIONE DELLE COLATE DETRITICHE

Il programma di calcolo FLO-2D è uno strumento di supporto alla delineazione dei pericoli e alla progettazione di opere volte alla mitigazione delle inondazioni in quanto esegue la simulazione di eventi alluvionali e colate detritiche. Sviluppato da O'Brien e Julien (1988) è un modello idraulico bidimensionale a fondo fisso nel caso della simulazione di colate, o a fondo mobile per la simulazione del trasporto solido. FLO-2D è basato su processi fisici in grado di combinare modelli idrologici (quantità di pioggia, ruscellamento, infiltrazione ecc) con modelli idraulici (effetti delle strade, degli edifici e di ostruzioni sul deflusso, variazione della velocità del flusso tra due elementi di calcolo), al fine di delineare il rischio da inondazione ed assistere nella scelta dei processi di mitigazione di questo ultimo. Di conseguenza si presta sia a simulazioni monodimensionali, come ad es. canali che presentano una geometria naturale o con sezioni schematizzate (si possono anche inserire sezioni di forma varia, con scala di portata), sia alla simulazione di un flusso non confinato su una piana inondabile, sia la modellazione dell'impatto dell'inondazione sugli edifici, in base a parametri fisici come pressione e velocità.

Il modello utilizza uno schema di calcolo del deflusso non confinato discretizzando il flusso in una struttura a "mattonelle" in otto possibili direzioni. La risoluzione spaziale e temporale dipende dalle dimensioni delle celle e dall'idrogramma.

- **Algoritmi di calcolo**

FLO-2D è un modello di conservazione del volume nel quale il volume di deflusso superficiale è mosso all'interno di una serie di "mattonelle" (*tiles*) che costituiscono la piana inondabile e la progressione dell'ondata di piena è controllata dalla topografia e dalla resistenza al flusso offerta dalla superficie di scorrimento.

Alla base del modello vi sono alcune assunzioni:

- 1) il deflusso è costante per tutta la durata dell'intervallo temporale,
- 2) la distribuzione della pressione è idrostatica,

- 3) la scabrezza idraulica è calcolata supponendo una resistenza del flusso turbolento costante e uniforme,
- 4) il canale è caratterizzato da geometria e scabrezza uniformi.

La simulazione bidimensionale è compiuta attraverso un'integrazione numerica delle equazioni della conservazione della massa, del volume [30] e del moto di un'onda dinamica, nelle due componenti x [31] e y [32], sia per inondazioni di acqua sia per quelle riguardanti il flusso di sedimenti. L'equazione completa dell'onda dinamica è un'equazione differenziale non lineare di secondo ordine.

$$i = \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hu_x}{\partial x} + \frac{\partial hu_y}{\partial y} \quad [30]$$

$$S_{fx} = S_0 - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{u_x}{g} \cdot \frac{\partial u_x}{\partial y} - \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial u_x}{\partial t} \quad [31]$$

$$S_{fy} = S_0 - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{u_y}{g} \cdot \frac{\partial u_y}{\partial x} - \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial u_y}{\partial t} \quad [32]$$

Dove, S_0 è la pendenza del fondo ($m \cdot m^{-1}$), h è la profondità del flusso (m), u è la velocità del flusso mediata sulla profondità lungo gli assi x e y ($m \cdot s^{-1}$), $\partial h/\partial x$ è il gradiente di pressione (-), $\partial u/\partial x$ è l'accelerazione convettiva e $\partial u/\partial t$ è l'accelerazione locale.

Le cadenti energetiche S_{fx} e S_{fy} sono scritte come funzione delle pendenze medie del canale S_{0x} e S_{0y} , del gradiente di pressione $\partial h/\partial x$ e dei termini di accelerazione locale e convettiva. La soluzione della forma differenziale dell'equazione di moto è discretizzata entro una griglia a celle quadrate di dimensioni uniformi costituenti il campo di esistenza. La velocità del flusso su un elemento della griglia, è inizialmente calcolata con un'approssimazione diffusiva, utilizzando la pendenza media della superficie della corrente (somma della pendenza del fondo e del gradiente di pressione); questa è poi usata nel metodo della tangente di Newton-Raphson per determinare le radici dell'equazione completa. Se la soluzione di Newton-Raphson non riesce dopo tre iterazioni, l'algoritmo passa automaticamente all'utilizzo della sola soluzione diffusiva. La quantificazione della pendenza di attrito avviene impiegando l'equazione di Manning.

In seguito, è calcolata la portata defluente attraverso i confini della cella moltiplicando la velocità per l'area della sezione trasversale di deflusso [33]. Ciò per tutte le otto direzioni e la somma di queste portate è moltiplicata per lo *step* temporale al fine di determinare lo scambio netto di volume liquido tra le celle.

$$\sum Q_x^{i=1} = Q_n + Q_e + Q_s + Q_w + Q_{ne} + Q_{se} + Q_{sw} + Q_{nw} = A_{surf} \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad [33]$$

Dove, Q_x è la portata defluente attraverso un confine della cella ($m^3 \cdot s^{-1}$), A_{surf} è l'area di un elemento della griglia (m^2) e $\Delta h/\Delta t$ è la variazione della profondità della corrente nell'intervallo temporale Δt (s).

- **Le condizioni di stabilità**

La stabilità numerica è controllata per ogni elemento della griglia ad ogni intervallo temporale per assicurare la stabilità della soluzione. I tre parametri fondamentali sono: le dimensioni della griglia, la portata di picco in ingresso ed lo *step* temporale. Gli effetti di una possibile instabilità numerica si

manifestano con elevati valori di velocità o dei livelli idrometrici in uscita. I parametri che controllano la stabilità numerica sono tre e brevemente descritti a seguire.

- 1) La percentuale di variazione della profondità rispetto lo *step* temporale precedente;
- 2) Il Courant-Friedrich-Lewy (*CFL*), che mette in relazione la celerità dell'onda di piena con la suddivisione temporale e spaziale del modello. L'interpretazione fisica della condizione del *CFL* afferma che una particella di fluido non dovrebbe compiere un percorso superiore all'incremento spaziale Δx in uno *step* temporale Δt (Fletcher,1990). L'intervallo temporale Δt può essere limitato secondo la relazione [34].

$$\Delta t = C \Delta x \beta u + c \quad [34]$$

Dove, C è il numero di Courant ($C \leq 1.0$), Δx è la dimensione dell'elemento quadrato della griglia, u è la velocità media calcolata lungo la sezione trasversale, β è un coefficiente pari a 5/3 per canali larghi, c è la celerità calcolata dell'onda.

- 3) Per equazioni non lineari, non è possibile evitare completamente di tenere in considerazione la diffusività assegnando un valore di zero al coefficiente C (Fletcher, 1990). Perciò, per la risoluzione dell'equazione completa di moto dell'onda dinamica, si ricorre ad un altro criterio di stabilità numerica *Dynamic Wave Stability Criteria* (Ponce e Theurer, 1982). Questo è funzione della pendenza dell'alveo (S_0), della portata specifica (q_0) e della dimensione degli elementi della griglia (Δx), secondo la seguente espressione:

$$\Delta t < \frac{\zeta S_0 \Delta x^2}{q_0} \quad [35]$$

Dove, ζ è un coefficiente empirico che assume valori compresi tra 0.10 e 1.0.

Il file di output più importante di FLO-2D è rappresentato dal *SUMMARY.OUT*. In questo file è possibile verificare l'accuratezza della conservazione del volume e la sua distribuzione finale. Riporta la sintesi della conservazione dei volumi includendo l'intervallo di tempo della simulazione di uscita, lo *step* temporale minimo, l'idrogramma di afflusso, le precipitazioni, la perdita per infiltrazione e i volumi affluiti e defluiti. Altro file di output è il *FINALDEP.OUT* il quale descrive, per ogni cella del dominio, l'altezza del deposito rilasciato dal flusso sulla piana inondata.

- **La simulazione dei *debris flow***

Quando si simula un *debris flow* su un conoide o su una piana alluvionale, FLO-2D lavora nel rispetto delle leggi di continuità (conservazione dei volumi liquidi e solidi). Per ogni elemento della griglia e per ciascuno *step* temporale, sono calcolati la variazione del volume liquido e di sedimenti e la corrispondente variazione della concentrazione solida. Al termine della simulazione, il modello dà informazioni sulla quantità di acqua e sedimenti rimossi dall'area di studio (deflusso) e la quantità e la posizione delle acque e dei sedimenti rimasti sul conoide o nel canale. L'estensione dell'area inondata dalla colata e le massime profondità e velocità sono funzione del volume di sedimento disponibile e della concentrazione solida.

Il movimento delle colate detritiche è dominato dagli sforzi viscosi e dilatanti i quali sono funzione di diversi fattori come le proprietà della matrice del flusso, la geometria dei sedimenti, la pendenza e la scabrezza del canale di scorrimento. La matrice è costituita da acqua e da sedimenti fini, per concentrazioni sufficientemente alte i sedimenti fini alterano le proprietà del composto tra cui la densità,

la viscosità e lo sforzo tangenziale. La concentrazione dei sedimenti (C_s) è funzione del peso o del volume del miscuglio:

$$C_s = \frac{V_s}{V_s + V_w} = \frac{C_w \gamma_w}{[\gamma_s - C_w(\gamma_s - \gamma_w)]} \quad [36]$$

Dove, C_w è la concentrazione dell'acqua (-), V_s è il volume della frazione solida del miscuglio (m^3), V_w è il volume della frazione liquida (m^3), γ_w è il peso specifico dell'acqua (kg/m^3) e γ_s è il peso specifico dei sedimenti (kg/m^3).

Il peso specifico γ_m della miscela della colata di fango è una funzione della concentrazione dei sedimenti in volume:

$$\gamma_m = \gamma_w + c_{V-S} (\gamma_s - \gamma_w) \quad [37]$$

Il volume totale della miscela di acqua e sedimenti è calcolato dal programma moltiplicando il volume d'acqua per il fattore di massa (*bulking factor*, Bf), ottenuto dall'equazione [38] ed assume un valore pari a 2.0 in situazioni di concentrazioni di sedimento in volume del 50%.

$$Bf = \frac{1}{1 - C_s} \quad [38]$$

Nelle sospensioni con basse concentrazioni di sedimenti il movimento principale del flusso è governato dagli sforzi turbolenti, mentre, con l'aumentare della concentrazione dei sedimenti fini, la turbolenza del fluido e l'impatto delle particelle diminuiscono e il flusso si avvicinerà alla laminarietà. Inoltre, la concentrazione dei sedimenti durante un evento alluvionale può variare notevolmente come risultato dell'alternanza del prevalere degli sforzi viscosi e turbolenti. Il modello quadratico proposto da O'Brien e Julien (1985) descrive il *continuum* tra i regimi di deflusso da viscoso a flusso turbolento a dilatante e permette la variazione della concentrazione solida durante l'evento.

Lo sforzo tangenziale totale agente τ è calcolato come somma di cinque componenti [39]: sforzo tangenziale critico τ_c ; sforzo tangenziale di Mohr-Coulomb τ_{mc} , che dipende a sua volta dalla pressione tra i grani e dall'angolo di riposo del materiale; sforzo tangenziale viscoso $\tau_v (= \eta dv/dy)$; sforzo tangenziale turbolento τ_t e sforzo tangenziale dispersivo τ_d .

$$\tau = \tau_c + \tau_{mc} + \tau_k + \tau_m + \tau_\mu + \tau_t \quad [39]$$

Dove, τ è lo sforzo tangenziale totale, τ_c è lo sforzo tangenziale critico risultante nel fluido interstiziale, τ_{mc} è lo sforzo tangenziale statico di Mohr-Coulomb dovuto al moto resistente di contatto tra le particelle, τ_k è lo sforzo tangenziale legato agli urti anelastici tra le particelle, τ_m è lo sforzo tangenziale dovuto alla deformazione del materiale grossolano nella miscela fluida, τ_μ è lo sforzo tangenziale cinetico, è legato al passaggio delle particelle solide attraverso i diversi strati ipotetici del fluido e τ_t è lo sforzo dovuto alla turbolenza.

In particolare si può scrivere che:

$$\tau_v = \tau_c + \tau_m \quad [40] \qquad \tau_g = \tau_k + \tau_{mc} \quad [41]$$

$$\tau_m = \tau_\mu + \tau_t \quad [42] \qquad \tau_{mc} = p_s \tan \varphi \quad [43]$$

$$\tau_v = \eta \frac{dv}{dy} \quad [44]$$

Dove, τ_v è lo sforzo tangenziale dovuto alla visco-plasticità del materiale, τ_g è lo sforzo legato al contatto tra le particelle, τ_m è lo termine dovuto alla miscela, η è la viscosità dinamica (Pa s), p_s è la pressione interstiziale (Pa) e φ è l'angolo di attrito interno del materiale.

Quando il termine viscoso τ_v domina, la colata sarà di tipo viscoso; quando invece dominano gli sforzi legati al contatto tra le particelle τ_g si avranno *stony debris flow*, quando infine domina τ_m , si avranno i cosiddetti *mudflow*. Il modello reologico [45] può essere riscritto nella [46], il quale, se espresso in termini di velocità di deformazione (dv/dy), assume la forma quadratica proposta da O'Brien e Julien (1985) :

$$\tau = \tau_v + \tau_g + \tau_m \quad [45]$$

$$\tau = \tau_c + \eta \left(\frac{dv}{dy} \right) + C \left(\frac{dv}{dy} \right)^2 \quad [46]$$

Dove, C rappresenta un coefficiente di sforzo tangenziale inerziale il quale dipende dalla densità del miscuglio, dalla lunghezza di miscelamento di Prandtl (l), dalla dimensione dei sedimenti (d_s) e da una funzione che lega la concentrazione volumetrica solida C_v con la densità del composto ρ_m :

$$C = \rho_m l^2 + f(C_v, \rho_m, d_s^2) \quad [47]$$

Per definire tutti i termini di sforzo di taglio impiegati nel *software*, in analogia al lavoro di Meyer-Peter e Müller (1948) e Einstein and Banks (1950), l'equazione che definisce la tensione di taglio è integrata sulla profondità di deflusso ed è riscritta nella forma adimensionale.

$$S_f = S_y + S_v + S_{td} \quad [48]$$

Dove, S_f è la pendenza di attrito totale, somma della pendenza della tensione S_y , della pendenza viscosa S_v e della pendenza turbolenta-dispersiva S_{td} . Queste due ultime sono scritte in funzione della velocità media de flusso detritico u :

$$S_v = \frac{K \eta u}{8 \gamma_m h^2} \quad [49]$$

Il coefficiente di resistenza K è pari a 24 nel caso di canali rettangolari lisci ed ampi, ma cresce significativamente (anche fino a 50000) con l'aumentare della scabrezza e dell'irregolarità della geometria della sezione trasversale. Per flussi laminari e di transizione, la turbolenza diminuisce e il parametro K di resistenza laminare al deflusso acquista maggiore importanza. Se K è impostato pari a 0 il valore di K è automaticamente calcolato a partire dall' n di Manning. La componente turbolenta-dispersiva può essere scritta a partire dall'equazione di Manning:

$$S_{td} = \frac{n_{td}^2 u^2}{h^{4/3}} \quad [50]$$

Quindi, le componenti della pendenza di attrito possono essere combinate nella seguente equazione:

$$S_f = \frac{\tau_y}{\gamma_m h} + \frac{K \eta u}{8 \gamma_m h^2} + \frac{n_{td}^2 u^2}{h^{4/3}} \quad [51]$$

La risoluzione di questa equazione di secondo grado è implementata nel modello FLO-2D per stimare la velocità del flusso, necessaria per la risoluzione dell'equazione di moto e quindi il calcolo della velocità del deflusso della corrente. Quindi, per la simulazione delle colate di fango occorre specificare la viscosità (μ) e lo sforzo tangenziale critico (τ_c). Se non sono disponibili analisi reologiche del materiale della colata,

possono essere utilizzate le seguenti relazioni empiriche per il calcolo della viscosità μ e dello sforzo tangenziale critico τ_c :

$$\eta = \alpha_1 e^{\beta_1 C_v} \quad [52]$$

$$\tau_c = \alpha_2 e^{\beta_2 C_v} \quad [53]$$

Dove α_i e β_i sono due coefficienti empirici definiti da O'Brien e Julien (1986) in seguito ad esperimenti di laboratorio come in Tabella 11. È necessario anche assegnare alla portata liquida una concentrazione volumetrica solida.

Tabella 11. Parametri α_1 e β_1 calibrati da osservazioni di campo per stimare lo sforzo tangenziale critico τ_c e α_2 e β_2 per la viscosità μ come funzioni della concentrazione di sedimento (in O'Brien e Julien, 1986).

	$\tau_c = \alpha_2 e^{\beta_2 C_v}$ (dynes/cm ²)		$\eta = \alpha_1 e^{\beta_1 C_v}$ (dynes/cm ²)	
	α_2	β_2	α_1	β_1
<i>Aspen Pit 1</i>	0.18100	25.70	0.0360000	22.1
<i>Aspen Pit 2</i>	2.72000	10.40	0.0538000	14.5
<i>Aspen Natural Soil</i>	0.15200	18.70	0.0013600	28.4
<i>Aspen Mine Fill</i>	0.04730	21.10	0.1280000	12.0
<i>Aspen Watershed</i>	0.03830	19.60	0.0004950	27.1
<i>Aspen Mine Source Area</i>	0.29100	14.30	0.0002010	33.1
<i>Glenwood 1</i>	0.03450	20.10	0.0028300	23.0
<i>Glenwood 2</i>	0.07650	16.90	0.0648000	6.20
<i>Glenwood 3</i>	0.00071	29.80	0.0063200	19.9
<i>Glenwood 4</i>	0.00172	29.50	0.0006020	33.1
<i>Altre relazioni proposte in letteratura</i>				
<i>Iida (1938)</i>	-	-	0.0000373	36.6
<i>Dai et al. (1980)</i>	2.60000	17.48	0.0075000	14.39
<i>Kang e Zhang (1980)</i>	1.75000	7.82	0.0405000	8.29
<i>Qian et al. (1980)</i>	0.00136	21.20	-	-
	0.05000	15.48	-	-
<i>Chien e Ma (1958)</i>	0.05880	19.10 - 32.70	-	-
	0.16600	25.60	-	-
<i>Fei (1981)</i>	0.00470	22.20	-	-
<i>Conversione: sforzo tangenziale: 1 Pascal (Pa) = 10 dynes cm⁻² viscosità: 1 Pa s = 10 dynes s cm⁻²</i>				

3.3. LA MODELLAZIONE NUMERICA TRI-DIMENSIONALE DELLA CADUTA MASSI

Il modello RockyFOR-3D è un simulatore tridimensionale in commercio, destinati all'interpretazione stocastica dei fenomeni di caduta massi ed in grado di implementare la presenza del popolamento forestale all'interno del dominio di calcolo. Sviluppato dal *Federal Office for the Environment*, (FOEN, Svizzera), con la collaborazione di diversi altri Autori, sulla base di combinazioni di processi fisici e algoritmi deterministici, perfezionato sulle Alpi austriache e francesi da Frédéric Berger (IRSTEA di Grenoble, Francia - ex Cemagref) attraverso sperimentazioni in campo di *rockfalls* verificatesi con e senza copertura vegetale, il *software* è in grado di produrre una mappa raster delle traiettorie tridimensionali di caduta.

Per il suo funzionamento RockyFOR-3D si basa sull'analisi di modelli di elevazione digitale del terreno (DTM), completate da una serie di ulteriori raster capaci di descrivere nel dettaglio la micro-topografia.

3.3.1. L'ALGORITMI DI CALCOLO

Il sistema reinterpreta i dati in possesso al fine di ottenere una simulazione dell'evento di caduta massi finalizzata all'analisi delle traiettorie dei blocchi in caduta lungo il pendio, le possibili deviazioni in seguito ad impatti al suolo *post-rimbalzo* e urti contro ostacoli di diversa origine (generalmente alberi) ed il conseguente calo della velocità per dissipazione dell'energia del masso. L'elaborazione di questi tre aspetti costituisce il fondamento del *software*, secondo tre moduli principali ed uno dedicato all'analisi dell'effetto di dissipazione dell'energia esercitato dalla foresta.

- **Le traiettorie di caduta**

La traiettoria è considerata come un susseguirsi di rimbalzi e parabole; per quanto riguarda le rotazioni del blocco roccioso sulla superficie, la simulazione considera tale movimento come una successione di rimbalzi a breve/brevissima distanza (pari al raggio del masso e non inferiori a 0.2 metri). Poiché tale approssimazione risulta totalmente errata nel caso dello scorrimento (Dorren, 2012) viene tralasciato dal modello. Ogni singola traiettoria ha origine con l'innesco del movimento del blocco di roccia, direttamente correlato alla forza di gravità che grava su di esso e, a tal proposito, è individuato per pendenze maggiori a 40°-50°; a prescindere dagli eventi atmosferici agenti sul sito, tale inclinazione è di norma superiore alla forza di attrito che permette al masso di restare in sede. La scelta dei punti di innesco è di particolare importanza in quanto la loro altezza rispetto al piano del suolo e la lontananza da possibili ostacoli (depressioni, popolamenti forestali, infrastrutture, blocchi di roccia), producono un sostanziale aumento dell'energia cinetica del masso.

Il percorso del masso lungo le traiettorie simulate dal *software*, comprensive di deviazioni ed eventuali variazioni del percorso *post-rimbalzo*, risente in particolar modo delle condizioni di acclività del terreno e della presenza di possibili ostacoli e termina con l'esaurimento dell'energia cinetica del blocco, conseguibile per cause naturali (riduzioni delle pendenze) o per dissipazione in seguito a collisioni. Le variazioni di traiettoria *post-rimbalzo* si basano su:

- a) velocità del blocco in entrata e direzione;
- b) microtopografia dell'area (pendenza);
- c) *range* di possibili deviazioni del percorso originale (0°÷60°);
- d) probabilità di accadimento (determinata dalla velocità di pre-rimbalzo).

In seguito al rimbalzo la traiettoria subisce una deviazione pari all'angolo maggiormente rappresentativo delle condizioni di acclività delle celle confinanti, in relazione alla velocità posseduta dal litoide; generalmente ciò si manifesta con il compimento di una traiettoria che privilegia la linea di massima pendenza (Zevenbergen e Thorne, 1987). Tale comportamento presenta però una componente casuale, scelta sulla base di una *range* di angoli tra 0° e 60°, in grado di produrre ulteriori traiettorie, deviate rispetto all'originale in pre-rimbalzo in funzione della velocità posseduta dal masso derivate da sperimentazioni in campo a scala reale da Dorren *et al.* (2006; Tabella 12).

Tabella 12. Angoli di deviazione delle traiettorie rispetto alla linea di massima pendenza in relazione alle velocità di caduta del masso.

	Angolo di deviazione (°)										
	0 - 5	5 - 10	10 - 15	15 - 20	20 - 25	25 - 30	30 - 35	35 - 40	40 - 45	45 - 50	50 - 55
$V < 10 \text{ m s}^{-1}$	49	15	9	6	5	4	3	3	3	2	2
$10 \text{ m s}^{-1} \leq V < 15 \text{ m s}^{-1}$	53	14	8	6	4	4	3	3	2	2	2
$V \geq 15 \text{ m s}^{-1}$	46	16	10	7	5	4	4	3	3	2	0

- **La dissipazione di energia**

RockyFOR-3D quantifica la perdita di energia del masso considerando, oltre alla perdita di energia potenziale, l'entità degli impatti in seguito ai rimbalzi al suolo, oppure per collisione contro ostacoli a terra, secondo il coefficiente di restituzione del terreno. Avendo come base il modello digitale del terreno, è possibile ottenere l'andamento (traiettoria e velocità) del masso vincolato alla micro-topografia del versante; il *software* prevede movimenti identificabili con il moto parabolico uniformemente accelerato seguiti dall'impatto al suolo. Tali collisioni, secondo le caratteristiche del terreno (coefficienti di restituzione) e al grado di penetrazione al suolo (D_p) del blocco di roccia, causano la perdita dell'energia cinetica del blocco e ne condizionano il rimbalzo successivo.

- **Calcolo della velocità di caduta**

La velocità del masso a seguito dell'impatto è determinata attraverso l'equazione di conservazione dell'energia:

$$\left(\frac{1}{2} J \omega_1^2 + \frac{1}{2} m v_{t1}^2 \right) f(F) SF = \frac{1}{2} J \omega_2^2 + \frac{1}{2} m v_{t2}^2 \quad [54]$$

Dove, J è il momento di inerzia del masso, $\omega_{1,2}$ sono rispettivamente la velocità di rotazione prima e dopo il rimbalzo, m è la massa del blocco (kg), $v_{1,2}$ è la velocità di rotazione prima e dopo il rimbalzo (m s^{-1}), $f(F)$ è una funzione di attrito e SF è un fattore di scala.

Le simulazioni si basano sul calcolo dell'energia cinetica posseduta dal masso in ogni singola cella durante il moto verso valle, quindi la velocità assume un ruolo centrale nella determinazione del movimento. In particolar modo l'attenzione è posta sull'andamento delle velocità in seguito al verificarsi di rimbalzi (coefficiente di restituzione tangenziale) ed eventuali deviazioni della traiettoria iniziale. Quindi, di particolare importanza sono i fattori che ne determinano le variazioni, come le caratteristiche morfometriche del blocco e le scabrezza della superficie del pendio (indice *Mean Obstacle Height*, *MOH*).

La relazione che lega le velocità prima e dopo l'impatto è definita dal coefficiente di restituzione (R) che assume valore pari a 1, per urti completamente anelastici pari a 0 e per urti anelastici (reali) valori compresi tra 0 e 1. Scomponendo il vettore velocità nelle sue componenti normale e tangenziale si definiscono i coefficienti di restituzione normale (R_n) e tangenziale (R_t):

$$R_n = \frac{v_2 \sin \alpha}{v_1 \sin \alpha} \quad R_t = \frac{v_2 \cos \alpha}{v_1 \cos \alpha} \quad [55]$$

Dorren *et al.* (2005) hanno dimostrato che R_t può essere calcolato sulla base della composizione del terreno, della microtopografia e delle dimensioni del blocco, poiché per i massi di maggiori dimensioni l'effettiva scabrezza della superficie è inferiore rispetto ai massi più piccoli (Kirby e Statham, 1975; Dorren e Seijmonsbergen, 2003) e analogo al principio di variazione della pendenza usata da Pfeiffer e Bowen (1989), Spang e Kroutner (2001) e Dorren *et al.* (2004). Quindi Dorren *et al.* (2006) hanno proposto il seguente algoritmo per calcolare R_t :

$$R_t = \frac{1}{1 + [(MOH + D_p)/R]} \quad [56]$$

L'indice MOH è stato ideato per descrivere la microtopografia della superficie del pendio, ossia il suo grado di scabrezza e, di conseguenza, la probabilità che un masso in caduta libera si abbatte contro una delle discontinuità presenti. Misurato in campo, è rappresentativo dell'altezza media (metri) del materiale di origine rocciosa (esclusa quindi la lettiera e la componente organica del terreno) distribuito sull'orizzonte del versante e raggruppato in tre classi dimensionali, secondo la loro frequenza di ripartizione sul terreno (Figura 13): $MOH 10$, altezza media del 10% degli ostacoli al suolo; $MOH 20$, altezza media del 20% degli ostacoli al suolo; $MOH 70$, altezza media del 70% degli ostacoli al suolo. Al fine di rappresentare al meglio le naturali discontinuità del terreno il coefficiente R_t viene impiegato nelle formule con variazioni di $\pm 10\%$, scelte casualmente dal modello. R_n dipende dall'elasticità del terreno e quindi dal tipo di suolo. RockyFOR-3D differenzia 8 tipi di suolo, descritti in Tabella 13.

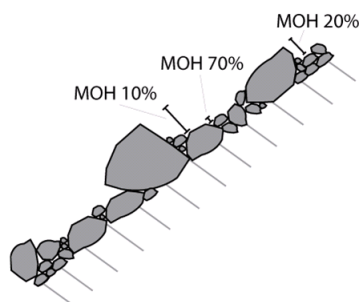


Figura 13. Schematizzazione dell'interpretazione dell'indice MOH : definizione delle altezze degli ostacoli a seconda della loro frequenza del 70%, 20% e 10% di distribuzione sul versante.

Tabella 13. Descrizione generale degli 8 tipi di suolo previsti dal software RockyFOR-3D.

<i>tipo di suolo</i>	<i>descrizione generale del suolo</i>	<i>valori medi R_n</i>	<i>range R_n</i>
0	Fiume, o palude, o materiale in cui un masso potrebbe penetrare completamente	0.00	0.00
1	Materiale fine (spessore $> \sim 1.0$ m)	0.23	0.21 - 0.25
2	Materiale fine fluviale (spessore $< \sim 1.0$ cm) o sabbia/ghiaia mista	0.28	0.25 - 0.31
3	Detrito di falda ($\emptyset < \sim 0.1$ m), o suolo compatto medio con piccoli massi; o strade forestali	0.33	0.30 - 0.36
4	Detrito di versante ($\emptyset > \sim 0.1$ m), o suolo compatto con grandi massi	0.38	0.34 - 0.42
5	Substrato roccioso con materiale fine di degradazione meteorica	0.43	0.39 - 0.47
6	Substrato roccioso	0.53	0.48 - 0.58
7	Strade asfaltate	0.35	0.32 - 0.39

- Implementazione del soprassuolo forestale nel modello rockyfor-3d

Nelle traiettorie simulate da RockyFOR-3D la posizione del blocco è sempre nota: ciò permette al programma di elaborare l'effetto dell'impatto roccia-vegetazione forestale, analizzandone: l'energia cinetica del blocco, il luogo dell'impatto (coordinate x, y); la posizione della collisione sul tronco; il diametro misurato a petto d'uomo della pianta (DBH) e la tipologia di pianta (conifera o latifoglia). Il *software* calcola la quantità totale di energia dissipata dalla pianta E_{dtree} secondo l'equazione seguente:

$$E_{dtree} = \frac{E_{dissM} \cdot \Delta E_H \cdot \Delta E_V \cdot \Delta E_{\alpha_{imp}}}{1000} \quad [57]$$

Secondo Dorren e Berger (2006), la massima quantità di energia cinetica E_{dissM} che può essere assorbita e di conseguenza dissipata, da un albero è determinata in funzione del diametro del tronco dell'albero e della tipologia di albero:

$$E_{dissM} = FE_{ratio} \cdot 38.7 \cdot DBH^{2.31} \quad [58]$$

FE_{ratio} è il rapporto di energia-rottura riguardante la tipologia di albero, RockyFOR-3D usa solo due valori medi di questo indice: 0.93 per le conifere e 1.59 per le latifoglie.

L'effettiva dissipazione della massima quantità di energia dipende dalla posizione orizzontale e verticale dell'impatto sull'albero. L'effetto della posizione orizzontale (ΔE_H) è determinato dalla seguente funzione (Dorren e Berger, 2006):

$$\Delta E_H = F - 0.048 + \frac{0.98 + 0.046}{1 + 10^{\left[0.58 - \frac{(Pi-CTA)}{0.5 DBH}\right] \cdot -8}} \quad [59]$$

La percentuale della massima quantità di energia che può essere dissipata dall'albero (ΔE_V) relativa alla posizione verticale dell'impatto (Z_i in metri):

$$\Delta E_V = 1.62 \left(\frac{1}{1 + e^{18.04(Z_i/H_{tree}) + 0.02DBH - 2.35}} - \frac{1}{1 + e^{15.69 + 0.02DBH}} \right) \quad [60]$$

H_{tree} è l'altezza teorica dell'albero in metri, valutata sulla base del DBH :

$$H_{tree} = 1.22 DBH^{0.8} \quad [61]$$

La percentuale di quantità massima di energia che può essere dissipata dall'albero è calcolata in funzione dell'angolo d'impatto del blocco misurato in gradi (α_{imp}) rispetto alla posizione verticale dell'albero ($\Delta E_{\alpha_{imp}}$) (Jonsson *et al.*, 2007):

$$\Delta E_{\alpha_{imp}} = \min \left\{ 1, \left[1.3 \sin \left(1.46 \frac{\min(\alpha_{imp}, 70)}{180^\circ} \pi + 0.73 \right) \right] \right\} \quad [62]$$

4. LA CORRENTI IDRICHE IN CORSI D'ACQUA NATURALI: LA DISSIPAZIONE ENERGETICA IMPOSTA DALLA MORFOLOGIA

L'energia totale (E_i) posseduta dal flusso può essere calcolata note le variabili idrauliche e geometriche delle singole sezioni, applicando la seguente relazione:

$$E_i = Z_i + d_i + \alpha \left(\frac{u_i^2}{2g} \right) \quad [63]$$

Dove, per la sezione i -esima, Z_i (m) è l'elevazione del thalweg rispetto al piano di riferimento, d_i (m) è il tirante idrometrico, u_i è la velocità della del flusso (m s⁻¹) e α è il coefficiente di Coriolis per la correzione cinetica. In un esperimento in canale artificiale sono stati osservati valori di α variabili tra 1.05 e 1.08 (Chen, 1988), mentre nella pratica il suo valore sembra non influenzare i risultati (Wilcox *et al.*, 2011) perciò è stato fissato pari a 1.

La perdita di unità di energia tra le due sezioni trasversali s e p è pari alla differenza tra l'energia totale tra la sezione a monte e a valle. Questa perdita rappresenta la dissipazione di energia, h_L (m), dovuta alla conversione dell'energia meccanica in energia termica (Henderson. 1966; Roberson e Crowe, 1997).

Nei torrenti di montagna, nello studio del salto idraulico negli *step*, il bilancio energetico può essere scritto nel modo seguente (Pasternack *et al.*, 2006; Wyrick e Pasternack, 2008):

$$E_s = H_s + \Delta Z = E_p + h_L \quad [64]$$

Dove e_s e E_p sono le energie di flusso totale nelle sezioni trasversali, rispettivamente *step* e *pool*; H_s (m) è l'energia specifica sullo *step* (profondità del flusso più carico cinetico); e ΔZ (m) è l'altezza del *step* (Figura 7). h_L può essere riscritto in forma adimensionale (dissipazione relativa, ΔE_r) applicando la seguente equazione (Wilcox *et al.*, 2011):

$$\Delta E_r = \frac{h_L}{H_s + \Delta Z} \quad [65]$$

In questa ricerca, l'analisi energetica è stata eseguita per i tratti *TA* e *TB* concentrandosi sulla verifica della resistenza alla caduta in morfologie contraddistinte da *step-pool*. La taratura di una relazione empirica è stata eseguita per prevedere le dissipazioni energetiche, ΔE_r , osservate negli esperimenti di campo.

5. LA PROPOSTA DI UN NUOVO APPROCCIO ALLO STUDIO DELLA SCABREZZA TOPOGRAFICA

In questa ricerca, sono proposti due nuovi approcci per la quantificare oggettiva ed automatica della scabrezza superficiale tenendo conto degli effetti della pendenza, per l'analisi morfologica del terreno in relazione ai processi gravitativi. Gli approcci consentono di giungere a valori spazialmente distribuiti dell'altezza di scabrezza in seguito ad un'analisi dinamica dei dati di elevazione del terreno che comprende un'analisi di vicinanza (*nearest-neighbour analysis*), per l'estrazione dei punti di campionamento e la trattazione statistica dei residui di questi punti ad un piano. Le mappe che ne derivano possono essere utilizzate per l'analisi morfologica del terreno nei confronti dei processi gravitativi, oppure possono essere impiegate nei modelli di simulazione.

Le analisi dei dati di elevazione sono state implementate in MATLAB® 7.13. Il metodo proposto consente di ottenere un valore spazialmente distribuito del parametro di scabrezza e si suddivide in due fasi che prevedono l'estrazione di un certo numero di punti nell'intorno di quello considerato; e la stima del valore di scabrezza. Nello specifico, sono proposti due criteri dinamici diversi per l'estrazione dei punti più vicini e tre metodi statistici per la quantificazione dei valori di scabrezza.

I risultati dei due metodi sono stati confrontati anche con due ulteriori indici di scabrezza comunemente riportati in letteratura: l'indice di scabrezza proposto da Cavalli *et al.* (2008) e il *Terrain Roughness Index (TRI)* il quale è stato calcolato in questo elaborato all'interno di una finestra mobile 3x3 ed è ottenuto dalla differenza tra la quota della cella centrale e la media delle 8 celle adiacenti.

5.1. L'ESTRAZIONE DEI PUNTI DI CAMPIONAMENTO

L'estrazione dei punti di campionamento avviene utilizzando una finestra mobile orientata secondo un criterio definito "verso valle" il quale consente di tenere conto degli effetti dovuti alla pendenza locale, ponendo così attenzione sul "potenziale gravitativo" offerto dal terreno.

Il primo criterio di campionamento implementa una finestra mobile di forma rettangolare (*mobile window, MW*), di dimensione $n \times m$ ed è applicabile a dati in formato raster. Questa tecnica è simile a quella impiegata per primi da Glasbey e Jones (1997). Il valore di scabrezza di ciascuna cella deriva dall'analisi dei punti ricadenti all'interno della finestra mobile che si sposta progressivamente su ciascuna cella del *DTM*. La cella considerata (quella cui sarà poi associato il valore di scabrezza stimato) è posta sul bordo della finestra in accordo con la direzione di massima pendenza e non in posizione centrale (figura 1a) come comunemente accade. Questo metodo crea una griglia di valori.

Il secondo criterio, applicabile a dati raster e dispersi, utilizza una finestra mobile di forma circolare (*Moving Circle, MC*) di raggio R e l'estrazione dei punti di analisi avviene in accordo con la topografia locale, ovvero la finestra circolare è centrata sulla cella/punto di riferimento e sono selezionati solo i punti che ricadono all'interno del cerchio e che hanno una quota fittata inferiore rispetto al punto centrale (figura 1b). In questo modo sono esclusi dall'analisi valori per i quali si avverrebbero condizioni "medie" di contropendenza che si traducono in una risalita della massa non concorde con l'ipotesi di moto gravitativo.

I punti di quota campionati secondo i criteri appena descritti sono interpolati con un piano lineare, applicando il metodo dei minimi quadrati ordinari (*OLS*). Infine, per ciascuna cella/punto sono calcolati i residui dalla differenza tra il dato di elevazione reale e il dato di elevazione fittato dal piano.

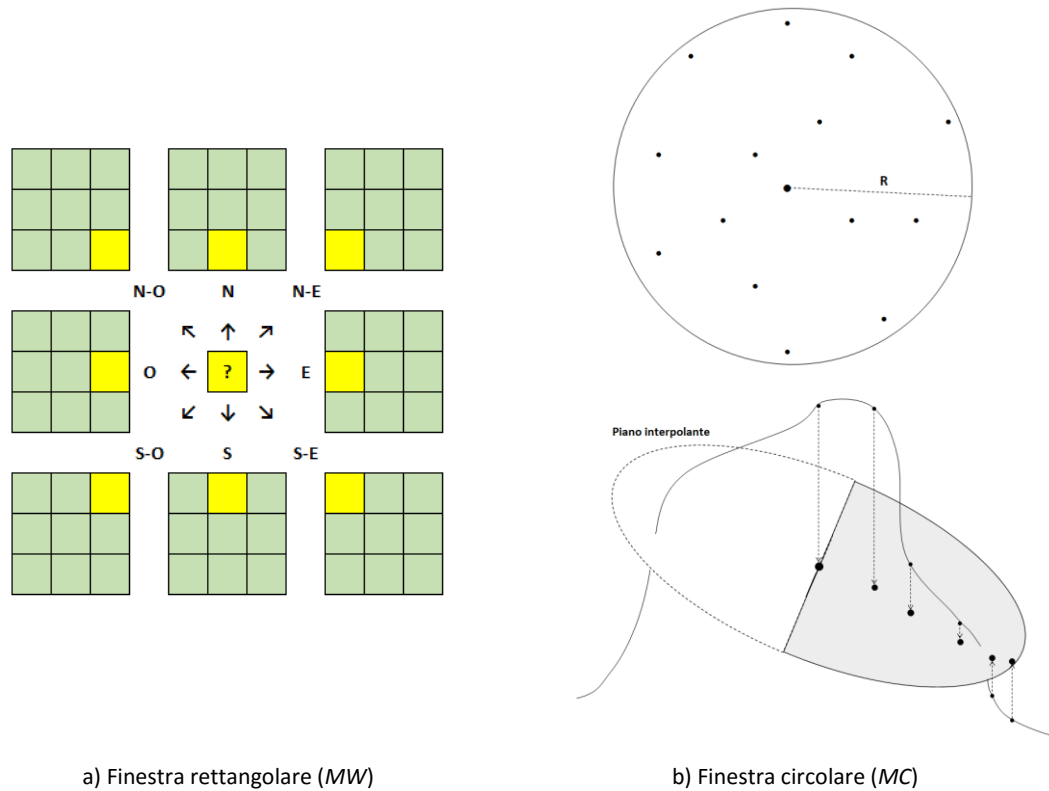


Figura 14. Schema di funzionamento dei due algoritmi “verso valle”: a) finestra rettangolare (*MW*); b) finestra circolare (*MC*).

5.2. L’ANALISI DEI RESIDUI PER IL CALCOLO DELL’ALTEZZA DI SCABREZZA

I residui ottenuti sono stati analizzati in tre diversi modi. Il primo utilizza la deviazione standard (*Sd*) la quale indica quanto ciascun dato si discosta dalla media del campione ed è stata riconosciuta essere un buon indicatore dell’altezza di scabrezza (*R*) da diversi Autori (es. Smart *et al.*, 2002; Haneberg, 2005; Haneberg, 2007; Cavalli *et al.*, 2008) ed in grado di offrire una migliore previsione delle velocità di deflusso rispetto ai valori derivanti dall’analisi granulometrica del sedimento (Smart *et al.*, 2004). Quando la superficie si presenta molto scabra, vi è un’elevata variazione della topografia locale che risulta in elevati valori di *Sd*. L’altezza di scabrezza è impiegata per la misura di molti parametri idraulici come il coefficiente di Chézy (Chanson, 1999b; Smart *et al.*, 2002). In questo studio, R_{Sd} è stato calcolato moltiplicando il valore di *Sd* dei residui per un coefficiente *Y* che individua la percentuale *XX* della popolazione che ricade all’interno dell’intervallo $\pm Y * Sd$. Il secondo metodo impiega un valore del percentile della curva di frequenza cumulata utilizzando la funzione di distribuzione log-normale (R_{Ln}) ottenuta per ogni cella/punto; la scelta deriva dal fatto che è stato osservato che i residui assoluti hanno una distribuzione log-normale. Il terzo metodo utilizza un valore del percentile della curva di frequenza cumulata utilizzando una regressione non parametrica (funzione di densità *kernel*) per la definizione della funzione di distribuzione, la quale non richiede di ipotizzare una forma funzionale specifica della funzione di densità e quindi di evitare di fare assunzioni circa la distribuzione dei dati del campione. I metodi non parametrici

consistono nella ricerca della densità in classi di funzioni definite da moltissimi gradi di libertà. In sostanza, non si definisce a priori la funzione adatta a descrivere la relazione ma si adotta un metodo che sfrutta le osservazioni per la definizione stessa della funzione da utilizzare. L'obiettivo è di stimare la funzione m dal campione osservato, in modo da poter conoscere la relazione che lega x ed y_i . In generale, sono considerate procedure di media locale, ossia di stima della funzione $m(x)$ attraverso una media aritmetica ponderata delle osservazioni y corrispondenti ai valori x appartenenti ad un certo intorno del punto x di riferimento. Perciò, considerando il punto x , il valore che la funzione m assume in corrispondenza di tale punto è stimato nel seguente modo:

$$\hat{m}(x) = \frac{\sum_{i=1}^n W_{ni}(x) y_i}{n} \quad [66]$$

Dove, n è il numero delle osservazioni, $\sum_{i=1}^n W_{ni}(x)$ è una sequenza di pesi e $\hat{m}(x)$ è lo stimatore. La sequenza di pesi ha un ruolo importante poiché regola l'ampiezza dell'intorno di x impiegato per calcolare la media ponderata locale di y . Una tecnica non parametrica molto nota in letteratura è quella definita con il nome di *kernel smoothing* e l'equazione precedente diventa:

$$\hat{m}(x) = \frac{\sum_{i=1}^n K\left(\frac{x-x_i}{h}\right)}{n h} \quad [67]$$

Dove, $K(-)$ è la funzione di densità *kernel smoothing* (*smoother*) e h è la l'ampiezza dell'intorno. Ci sono sei tipi di funzioni di densità $K(-)$ comunemente impiegate nelle statistiche non parametriche che vengono utilizzate per stimare la frequenza della variabile casuale in ciascun intorno, in questo lavoro si è impiegata quella normale. h circonda l'intervallo del punto x le cui osservazioni y associate vengono impiegate per il calcolo della media ponderata locale ed è di fondamentale importanza: una finestra troppo elevata determina uno scarso adattamento ai dati, non ottenendo un buon stimatore.

RISULTATI E DISCUSSIONI SPECIFICHE

1. RILIEVI DI CAMPO

1.1. RILIEVO DEI DEPOSITI E STIMA DEI VOLUMI DI SEDIMENTO

Le aree sperimentali descritte nei paragrafi 1.1 e 1.3 del Capitolo II sono rappresentate dalle zone di arresto e deposito dei fenomeni di indagine e si estendono per circa 1.2 ha sul versante occidentale del Monte Antelao, 3.9 ha sul conoide del rio Somprade e 0.8 ha sul conoide del rio Senago. Del sito del Monte Antelao ci si è limitati allo studio della porzione maggiormente colpita dal processo, dove gli effetti sono più facilmente imputabili al processo stesso.

In Figura 15 sono riportati: i perimetri dei depositi, la posizione di ciascun albero rilevato e coinvolto nel processo di *debris flow*, i tipi forestali (secondo le tipologie regionali) e i punti in cui sono state condotte le analisi granulometriche e le aree di saggio della componente arborea nelle zone non disturbate. Nei due casi di colata detritica, la stima del volume depositatosi sui conoide in seguito agli eventi alluvionali è stata eseguita attraverso due modalità: a) l'elaborazione dei dati di campo relativi agli spessori di deposito e b) l'applicazione dell'approccio volumetrico (D'Agostino e Marchi, 2003).

1.1.1. LA STIMA DEI VOLUMI DAI DATI DI CAMPO

L'elaborazione dei dati di campo degli spessori di sedimento, misurati dietro a ciascun albero coinvolto e in alcuni punti interni del deposito, per la stima del volume solido delle colate detritiche è stata condotta applicando il metodo dei poligoni di Thiessen. Il metodo è comunemente applicato in idrologia per il calcolo della precipitazione media areale. Il metodo consiste nell'individuare le aree più vicine alle singole stazioni di misura alle quali è assegnato il valore rilevato nella stazione di competenza che ricade all'interno di tali aree. Per la stima dei volumi, le stazioni di misura corrispondono ai punti rilevati in campo dello spessore di deposito. Individuate le aree di competenza di ciascun punto, la sommatoria del prodotto tra l'area del poligono per il relativo spessore ha condotto alla stima del volume solido depositato. Sempre seguendo tale metodo, ossia applicando una media pesata sulle aree di competenza, è stato quantificato lo spessore medio di deposito. La stima dei volumi depositati in campo, a due anni dagli eventi, è stata pari a 14587 m³ per il rio Somprade e di 4640 m³ per il rio Senago e gli spessori medi sono stati rispettivamente 0.47 m e 0.40 m (Tabella 14). Nel sito Somprade, è stato possibile rilevare alberi solo dopo circa 180 metri dall'inizio della deposizione. Il volume solido valutato per la sola parte del deposito in cui sono stati registrati alberi è stato di circa 9265 m³ e lo spessore medio del deposito di 0.33 m.

1.1.2. LA STIMA DEI VOLUMI A PARTIRE DAI DATI DI PRECIPITAZIONE

Poiché in entrambi i siti di studio i rilievi di campo sono stati effettuati a due anni dall'evento, la stima del volume solido è stata condotta anche applicando il metodo. L'ampia disponibilità di detrito mobilizzabile nel bacino rende possibile prevedere, secondo Marchi *et al.* (2010), il volume delle colate detritiche dall'idrogramma liquido e quindi impiegare il metodo volumetrico proposto da Takahashi (1978). In questo studio, è stato impiegato il metodo nella versione modificata da D'Agostino e Marchi (2003). Gli Autori hanno reso variabile linearmente la concentrazione volumetrica del sedimento (C_v), la quale cresce e decresce rispettivamente durante la fase ascendente e discendente dell'idrogramma di piena e raggiunge il valore massimo al picco.

Il metodo suggerito da Takahashi (1991) consiste nello stimare, con gli usuali criteri dell'idrologia, la portata liquida del bacino (Q) entrante in conoide tenendo conto della permeabilità e dell'uso del suolo del bacino, dei tempi di risposta che lo caratterizza e della durata della precipitazione associata all'innesco della colata detritica. La portata al picco del *debris flow* è calcolata applicando la [68].

$$Q_d = \left(\frac{c^*}{c^* - C_{eq}} \right) Q_l \quad [68]$$

Dove, c^* rappresenta la massima concentrazione del materiale costituente l'ammasso e può assumersi pari a 0,65 (Armanini, 1999); C_{eq} è la concentrazione volumetrica di equilibrio del fronte stazionario della colata in movimento e per pendenze del fondo superiori al 35% può essere espressa come:

$$C_{eq} = \alpha c^* \quad [69]$$

Dove, α prossimo a 0.9; per pendenze minori α può essere leggermente inferiore ed è funzione della pendenza stessa.

D'Agostino e Marchi (2003) hanno rivisto il metodo rendendo variabile la concentrazione solida del *debris flow* nel tempo. L'applicazione di questo metodo consente inoltre di costruire il sedimentogramma della colata, cioè la curva che mostra la variazione della portata totale del *debris flow* nel tempo. L'area sottesa a tale curva rappresenta il volume totale (solido e liquido) trasportato durante l'evento. Le assunzioni su cui si basa l'approccio metodologico proposto dagli Autori sono che: a) la colata è generata da un evento pluviometrico di forte intensità e breve durata (evento temporalesco con durata inferiore o uguale all'ora); b) l'alveo dispone di una quantità illimitata di sedimenti; viene cioè mobilizzato tutto il sedimento asportabile dalla "portata idrologica", più precisamente, la disponibilità illimitata di sedimento viene ipotizzata in concomitanza del transito della portata di colmo dell'idrogramma liquido; c) la portata di picco del *debris flow* (Q_d), intesa come somma della portata liquida Q e della portata solida (Q_s), viene determinata nell'ipotesi di scorrimento di una portata di acqua pulita su di un ammasso granulare completamente saturo; Q_d può allora stimarsi con la formula [68] del metodo volumetrico; d) la variazione del coefficiente C durante gli intervalli di tempo che precedono e che seguono l'istante di picco. Inoltre, l'inizio dell'onda della colata è posto in corrispondenza al transito di una portata liquida (Q) pari a 2.5-3 volte la portata di inizio del trasporto di fondo (Q_c).

La portata liquida critica che determina l'inizio del trasporto solido di fondo Q_c è stata calcolata con la formula [70] proposta da Schoklitsch (1962).

$$Q_c = 0.26 B \left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} \right)^{5/3} \frac{D_{40}^{2/3}}{i^{7/6}} \quad [70]$$

Il modello idrologico impiegato per la trasformazione afflussi/deflussi, relativi alla precipitazione misurata dalle stazioni meteo di Vipiteno e di Auronzo, è stato il modello cinematico *Kinematic Local Excess Model (KLEM)* implementato nel software GIS ADBToolbox. Per il calcolo della precipitazione efficace il modello ricorre al metodo sviluppato dal Ministero dell'Agricoltura americano nel 1972 del *Soil Conservation Service (SCS)*, basato sul *Curve Number (CN)*. I dati meteo impiegati sono quelli delle stazioni di Auronzo di Cadore (Belluno, Italia) e Vipiteno (Bolzano, Italia), rispettivamente per i siti del rio Somprade e del rio Senago. Le stazioni distano all'incirca rispettivamente 7.2 e 5.5 km dai bacini di studio.

Nel caso del rio Somprade, l'elaborazione del ietogramma ha portato alla stima, alla sezione di chiusura (apice del conoide) di una portata liquida al picco di $2.58 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ verificatasi alle 18:30. Assumendo una concentrazione solida al picco di 0.60, la portata al picco del *debris flow*, per l'idrogramma della durata 35 minuti, è stata stimata pari a $33.59 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Il volume totale del *debris flow* risulta pari a 25464 m^3 , dei quali 19672 m^3 rappresentano la sola frazione solida (Tabella 14). Nel caso del rio Senago, la portata liquida massima alla sezione di chiusura, verificatasi alle 21:05, è stata stimato pari a $2.11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. La portata al picco del *debris flow*, assumendo una concentrazione solida al picco di 0.60, originata da un pluviogramma della durata di 60 minuti, è di $27.42 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Il volume risultante dall'applicazione del metodo volumetrico è pari a 27568 m^3 , di cui 20428 m^3 rappresentano la fase solida (Tabella 14). In questo caso, il volume totale ottenuto con il metodo volumetrico è più vicino rispetto al dato di campo al volume stimato dai tecnici della Provincia Autonoma di Bolzano nel corso delle indagini post-evento di 15000 m^3 .

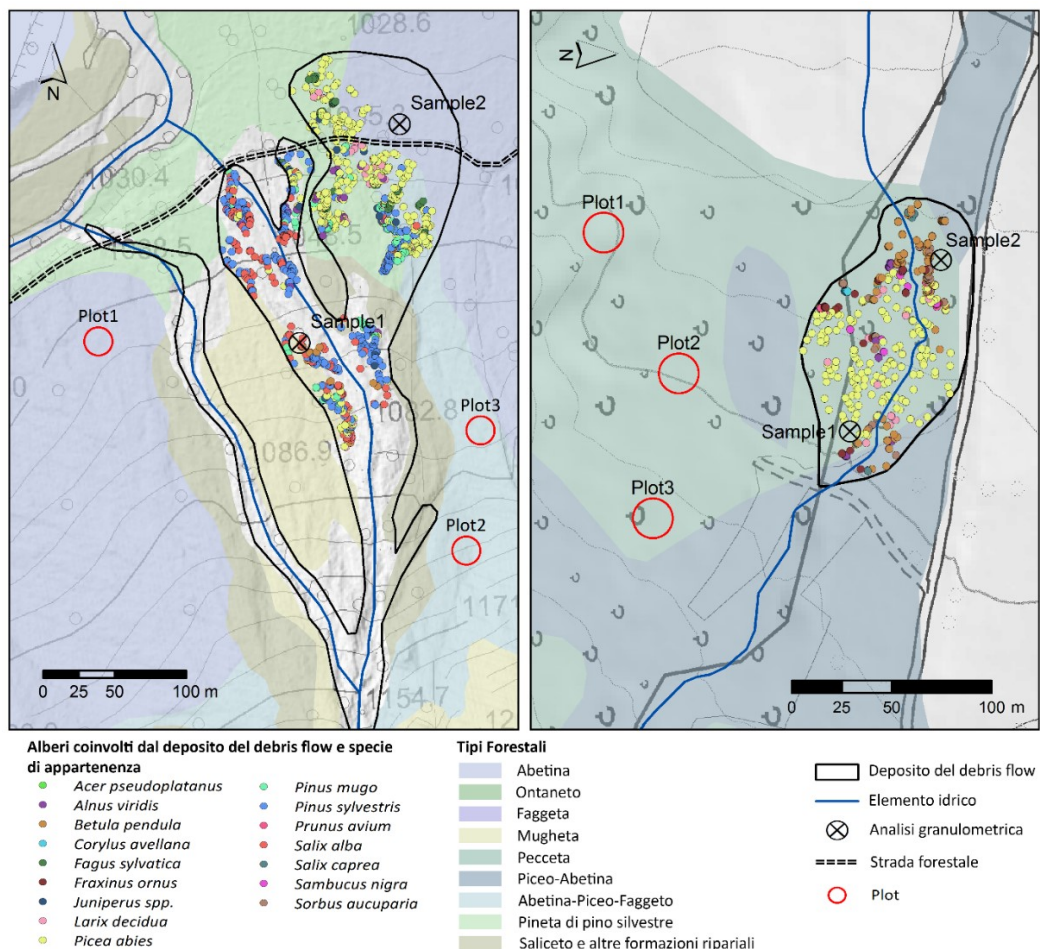


Figura 15. Perimetri dei depositi, posizione di ciascun albero coinvolto nel processo e specie di appartenenza, tipi forestali (secondo le tipologie regionali) e localizzazione dei luoghi in cui sono state condotte le analisi granulometriche (*Sample*) e le aree di saggio della componente arborea nelle zone non disturbate (*Plot*).

Tabella 14. Risultati della stima dei volumi delle colate detritiche dall'elaborazione dei dati di campo e dall'applicazione del metodo volumetrico.

	Rilievi di campo			Metodo volumetrico		
	area del deposito (ha)	volume solido (m ³)	spessore medio (m)	volume liquido (m ³)	volume solido (m ³)	volume totale (m ³)
rio Somprade	3.9	14587	0.47	6318	9477	14794
rio Senago	0.8	4640	0.40	7140	20428	27568

1.2. ANALISI GRANULOMETRICA DEL SEDIMENTO CHE COSTITUISCE I DEPOSITI DELLE COLATE DETRITICHE

Lo studio granulometrico dei depositi delle colate detritiche e dell'alveo dei tratti a *step-pool* è stato eseguito ricostruendo la curva granulometrica di un campione di materiale. Il rilievo è stato condotto con metodo numerale *grid-by-number*, il quale ben si adatta a campioni superficiali caratterizzati da una granulometria grossolana. Per evitare il doppio conteggio del sedimento è stato scelto di adottare un intervallo di campionamento di circa 1.5 volte il diametro massimo dei grani rilevati in campo. Per la misura dei diametri sono stati utilizzati un calibro, un cavalletto dendrometrico e un metro rigido.

Per i depositi delle colate detritiche, è stato prelevato un primo campione di materiale (*Sample1*) nella parte superiore dell'area di deposito, mentre un secondo campione (*Sample2*) nella parte terminale. La Figura 15 mostra la posizione dei campioni sui conoidi. Per ciascun campione è stato misurato il diametro medio di almeno 120 elementi. I dati sono stati analizzati in termini di frequenza numerica ed i risultati sono riportati in Figura 16, dove le lettere *SP* e *SG* identificano rispettivamente i campioni raccolti dai depositi dei rii Somprade (Figura 16a) e Senago (Figura 16b).

Secondo la classificazione granulometrica di Wentworth (1922), i campioni dei depositi del *debris flow* lungo il torrente Somprade sono composti principalmente da ghiaia grossa (79.0% e 79.9%, rispettivamente, per *Sample1SP* e *Sample2SP*) e da ciottoli (20.1% e 17.7% rispettivamente per *Sample1SP* e *Sample2SP*). *Sample1SP* presenta un diametro medio di 25 mm, è moderatamente assortito ed è caratterizzato da una distribuzione di frequenza simmetrica e platicurtica. *Sample2SP* presenta un diametro medio pari a 14 mm, è scarsamente assortito, con una distribuzione di frequenza asimmetrica e mesocurtica.

Nella parte superiore del deposito, il sedimento depositato dal torrente Senago (*Sample1SG*) è costituito prevalentemente da ciottoli (48.6%) e ghiaia grossa (33.2%) I massi sono il 14.6%, mentre è presente solo il 3.6% di ghiaia fine. Il diametro medio del campione *Sample1SG* è pari a 51 mm, il campione è molto poco assortito; la sua distribuzione di frequenza è platicurtica. Nella parte inferiore del conoide (*Sample2SG*) domina la ghiaia grossa (62.8%) e i massi sono solo il 2.7%. Il diametro medio è pari a 33 mm e il campione è scarsamente assortito; la distribuzione di frequenza è simmetrica e platicurtica.

Secondo Ancey (2001), il tipo di trasporto di sedimenti identificato per entrambi i casi di studio è da ricondurre alla colata detritica. Infatti, i depositi presentano una distribuzione granulometrica ampia, ma povera di particelle fini (argillosi). Si prevede perciò un comportamento del flusso detritico governato dalle collisioni e dagli attriti tra le particelle grossolane. Inoltre, le differenze osservate in entrambi di studio tra le curve di frequenza dei campioni nella zona superiore ed inferiore dei depositi sono il risultato del fenomeno di assortimento inverso che caratterizza i *debris flow* (Ishikawa *et al.*, 2010). Bagold (1954)

attribuisce tale fenomeno alla pressione dispersiva originata dall'impatto tra le particelle solide. Inoltre, l'Autore è giunto alla conclusione che per velocità di deformazione sufficientemente elevate la relazione tra la pressione dispersiva e il diametro della particella è di tipo quadratico. Quindi le particelle di dimensioni maggiori vengono spostate nella direzione della velocità di taglio minima, ovvero verso il pelo libero.

1.3. ANALISI DELLA SCABREZZA DELL'ALVEO DEI TRATTI A STEP-POOL

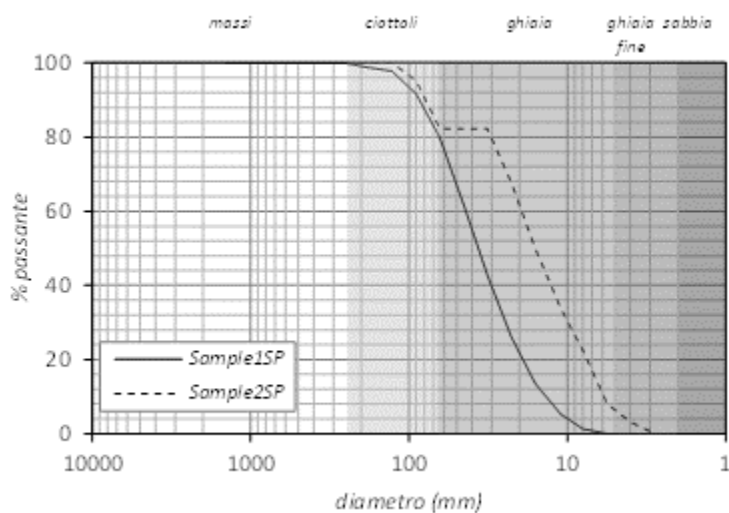
In modo analogo si è operato per lo studio della scabrezza superficiale dei tratti di canale a *step-pool*. L'interdistanza di campionamento adottata è stata in questo caso di 1.2 metri e il numero totale di clasti campionati di 80 (Figura 16c).

L'analisi della scabrezza dell'alveo dei tratti di canale a *step-pool* è avvenuta misurando il diametro intermedio di 100 particelle adottando un intervallo di misura di 0.40 m, il quale corrisponde approssimativamente al diametro massimo trovato nel letto.

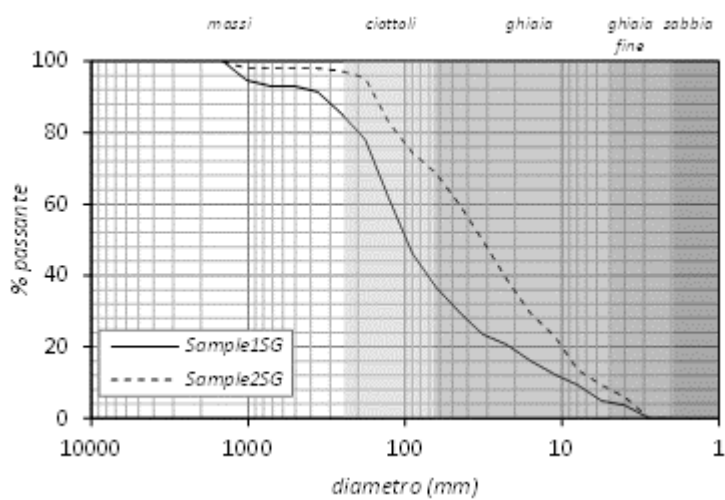
La Tabella 15 riassume i risultati dell'analisi granulometrica; il diametro medio (D_m) è risultato pari a 0.084 m. Il campione ha una composizione eterogenea di ghiaia fine e massi ed una distribuzione asimmetrica della curva di frequenza spostata verso la componente grossolana. La curva è inoltre caratterizzata dalla vicinanza dei diametri D_{16} e D_{50} (Tabella 15 e Figura 16c).

Tabella 15. Risultati delle analisi granulometriche: percentili D_{xx} , diametro medio D_m , σ_l deviazione standard, asimmetria Sk e curtosi K_G .

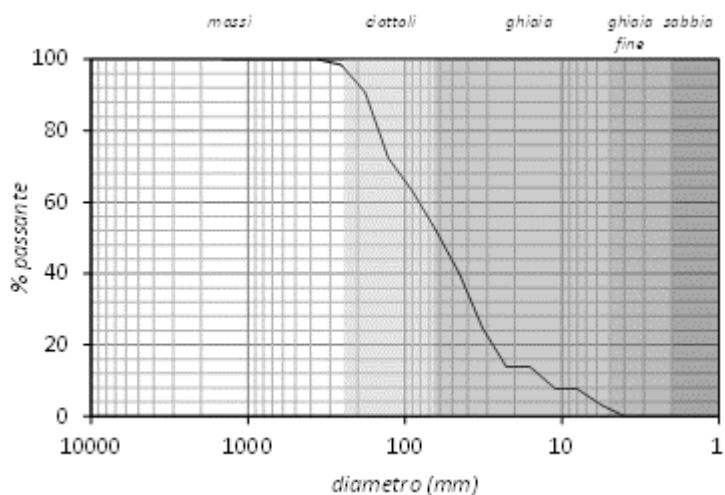
D_{xx} (mm)	Sample1SP	Sample2SP	Sample1SG	Sample2SG	Step-pool
D_{16}	12	5	8	9	26
D_{50}	26	11	73	32	95
D_{84}	51	48	216	131	260
D_{90}	77	64	321	179	406
D_m	25	14	51	33	84
σ_l	0.87	1.48	2.14	1.73	3.15
Sk	0.15	0.23	-0.33	-0.02	0.39
K_G	0.68	1.10	0.73	0.71	-



a) Rio Somprade



b) Rio Senago



c) Tratti di canale a *step-pool*

Figura 16. Curva di frequenza cumulata del materiale campionato: a) rio Somprade, b) rio Senago e c) tratti a *step-pool*.

1.4. RILIEVO DELLA COMPONENTE FORESTALE IN AREA DISTURBATA E IN AREA NON DISTURBATA

Il numero totale delle piante cavallettate in campo nelle aree “disturbate” (*Disturbed Forest, DF*) sono state 219 per il processo di *rockfall* e 1044 e 523 per il processo di *debris flow* rispettivamente per i siti dei rii Somprade e Senago. Il numero totale delle piante cavallettate nelle aree di saggio “non disturbate” (*Undisturbed Forest, UF*) sono state rispettivamente per i tre siti di 71, 186 e 65.

Il numero di piante all’ettaro e l’area basimetrica all’ettaro evidenziano una netta difformità tra i valori rilevati in area non disturbata, maggiori e in area disturbata, minori (Tabella 16). Il numero delle specie presenti è descrittore del disturbo in atto, infatti, ad eccezione del caso del crollo di roccia, la presenza del disturbo ha implicato un allontanamento nella composizione dal tipo forestale di appartenenza con il subentro di specie pioniere le quali sono contraddistinte da una maggiore rusticità e resistenza/resilienza.

Tabella 16. Principali caratteristiche delle piante presenti nelle aree *DF* e nelle aree *UF* nei tre siti di studio.

	<i>Rockfall</i>		<i>Debris flow</i>		<i>Debris flow</i>	
	<i>Monte Antelao (Bl)</i>		<i>Rio Somprade (Bl)</i>		<i>Rio Senago (Bz)</i>	
	<i>UF</i>	<i>DF</i>	<i>UF</i>	<i>DF</i>	<i>UF</i>	<i>DF</i>
<i>n</i>	71	219	186	1044	65	523
<i>n specie</i>	5	3	6	10	5	11
<i>n (ha⁻¹)</i>	1775	186	1974	523	690	624
<i>A_{bas.} (m² ha⁻¹)</i>	37.81	6.07	50.78	15.9	37.27	12.0
<i>DBH_{medio} (cm)</i>	14.0	29.0	14.7	12.7	23.6	13.5

Mentre nel caso di studio del crollo di roccia la composizione forestale è quella propria del tipo di appartenenza (Figura 17a), “Pineta di Pino silvestre”, con l’inserimento di individui di abete rosso (*Picea abies*), nei casi di colata detritica (Figura 17b e Figura 17c) si assiste ad una elevata eterogeneità specifica. Questo consente di spiegare le dinamiche stesse del fenomeno di disturbo il quale nel primo caso è da ricondursi ad un unico evento di elevata magnitudo che ha quasi completamente distrutto l’intero popolamento investito. Nella parte alta del conoide, dove è avvenuta l’avulsione del flusso detritico, gli alti spessori e le elevate velocità di deflusso hanno causato la completa distruzione degli alberi presenti. Invece, procedendo verso valle, gli alberi con diametri eterogenei sono sopravvissuti al passaggio della colata influenzando il processo di deposizione. Qui, la formazione forestale è tipica delle zone disturbate, con la presenza di specie pioniere di modeste dimensioni ed alta densità. Diversamente, nella zona inondata dal *debris flow* del torrente Senago, vi è la presenza di una foresta matura nella più a monte del conoide (zona di avulsione), mentre a valle sono presenti specie di ricolonizzazione dei pascoli. La presenza di un soprassuolo maturo suggerisce l’assenza di disturbi frequenti, come confermato dall’assenza di notizie storiche circa inondazioni passate. La presenza di massi di elevato diametro e di detrito legnoso flottante all’interno del *debris flow*, unito alla presenza della fustaia hanno favorito l’intercettazione e la deposizione del materiale solido attraverso la formazione di strutture di contenimento (“*trunk dam*”; Raška e Orsulak, 2009). Ciò era particolarmente evidente nella parte superiore del deposito Senago. Queste strutture hanno prodotto un profilo longitudinale del conoide e promosso il deposito di sedimento grossolano e detrito legnoso. Di conseguenza, avanzando verso valle non si può escludere che si sia verificata una modifica del regime di deflusso da *debris flow* granulare a *debris flood*. Ciò spiegherebbe l’ampia zona di alluvionamento mappata dai tecnici provinciali nei rilievi post evento e l’elevato tasso di sopravvivenza di piante anche di modesto diametro nella zona terminale del deposito.

Nell'area di studio disturbata del Monte Antelao i diametri misurati a petto d'uomo (*DBH*) variano da 4 cm (*Picea abies*) a 46 cm (*Picea abies*) \pm 8 cm (deviazione standard). Nel sito di studio del rio Somprade i *DBH* variano da 4 cm (*Fagus sylvatica* - pollone) a 45 cm (*Fagus sylvatica*) \pm 10 cm, mentre nell'area disturbata variano da 1 cm (*Pinus sylvestris*) a 60 cm (*Picea abies*) \pm 12 cm. Nel sito di studio del rio Senago i *DBH* variano da 3 cm (*Fraxinus ornus*) a 50 cm (*Picea abies*) \pm 11 cm, mentre nell'area disturbata variano da 1 cm (*Acer pseudoplatanus*, *Betula pendula*, *Corylus avellana*, *Fraxinus ornus*, *Salix caprea* e *Sambucus nigra*) a 92 cm (*Picea abies*) \pm 16 cm. I *DBH* medi, rilevati nelle zone *DF* rispettivamente per i depositi del rio Somprade (*DFSP*) e del rio Senago (*DFSG*), sono stati di 12.7 \pm 11.5 cm (deviazione standard) e 13.5 \pm 16.3 cm. Nelle zone *UF*, si è osservato in *UFSP* un *DBH* medio pari a 14.7 \pm 10.0 cm variabile da 4.0 a 45.0 cm, mentre in *UFSG*, da 23.6 cm \pm 11.5 cm variabile da 3.0 a 50.0 cm.

Le differenze tra la componente forestale rilevata nelle aree *DF* e *UF* aree sono state analizzate anche in termini di distribuzioni di frequenza dei diametri. L'analisi della curva di distribuzione dei diametri fornisce una descrizione immediata e sintetica della struttura del popolamento ed è utile per differenziare le influenze climatiche e geomorfologiche durante l'analisi dei disturbi della crescita (Stoffel *et al.*, 2011).

Dai rilievi effettuati nell'area soggetta al crollo di roccia si denota la presenza di un popolamento che presenta diametri diversi e piuttosto ben distribuiti (quasi pari in termini di $n\ ha^{-1}$ per le diverse classi diametriche): una struttura disetanea in cui manca la parte in rinnovazione. Nell'area non interessata dal processo si osserva invece una struttura biplana con una forte presenza di individui di rinnovazione (Figura 18a).

Anche in entrambi i siti di studio del processo di *debris flow*, le distribuzioni di frequenza (Fig.5) confermano le evidenze di campo circa la discrepanza tra le strutture del soprassuolo forestale in *UF* e *DF* (Tabella 2). Inoltre, le piccole classi di diametro presentano una maggiore eterogeneità di specie arboree sia in *DFSP* e in *DFSG* (Fig. 5 a, b). Per quanto riguarda il conoide del rio Somprade nell'area disturbata si è in presenza di un popolamento residuo, con pochi individui di diametri medio/grossi, in fase di rinnovazione. Il popolamento nell'area non disturbata presenta un picco in corrispondenza dei diametri minori, segno di una buona rinnovazione affermata e una coda di curva che vicina a quella di un popolamento disetaneo. Questa può trovare giustificazione in un campionamento che ha preso in esame qualche area in rinnovazione *post* taglio (Figura 18b). Nel sito del rio Senago l'andamento delle curve presenta la classica situazione disturbo/non disturbo: nell'area disturbata il popolamento presenta una struttura coetanea con uno strato di rinnovazione mentre nell'area non disturbata una struttura disetanea con una forte presenza di piante pioniere nelle classi di minore diametro (Figura 18c).

In considerazione delle aree soggette al disturbo, l'analisi della distribuzione delle specie all'interno delle classi diametriche evidenzia quanto già detto (Figura 19). Per il processo di *rockfall* ciascuna specie osservata è presente in quasi tutte le classi diametriche con abbondanze relative simili. Il *debris flow* che ha interessato il rio Somprade ha invece causato la distruzione di parte del popolamento forestale evidenziato dall'osservazione della presenza di ceppaie nell'area di deposito dove gli spessori sono maggiori, alle quote maggiori. Procedendo verso valle, la diminuzione delle profondità e della forza di impatto il processo di deposito del materiale è stato condizionato dalla presenza di piante di dimensioni anche ridotte, ma con maggiore densità. Questi gruppi di piante presentano inoltre un'elevata eterogeneità specifica, dove dominano le specie più resistenti/resilienti ai fenomeni di disturbo. Analoga è la situazione riscontrata per il *debris flow* che ha interessato il rio Senago, dove ciò si nota con maggiore evidenza: nella parte distale del deposito si è in presenza di un'elevata eterogeneità specifica con piante di ridotto diametro ed alta densità. In questo caso, all'apice del deposito vi è la presenza di un'affermata fustaia di abete rosso (*Picea abies*) con diametri di notevoli dimensioni che non è stata danneggiata dal

processo ed anch'essa ha condizionato la morfologia finale del deposito (spessori e forma). L'esistenza di tale popolamento forestale fa presupporre in questo caso l'assenza di fenomeni di disturbo ricorrenti.

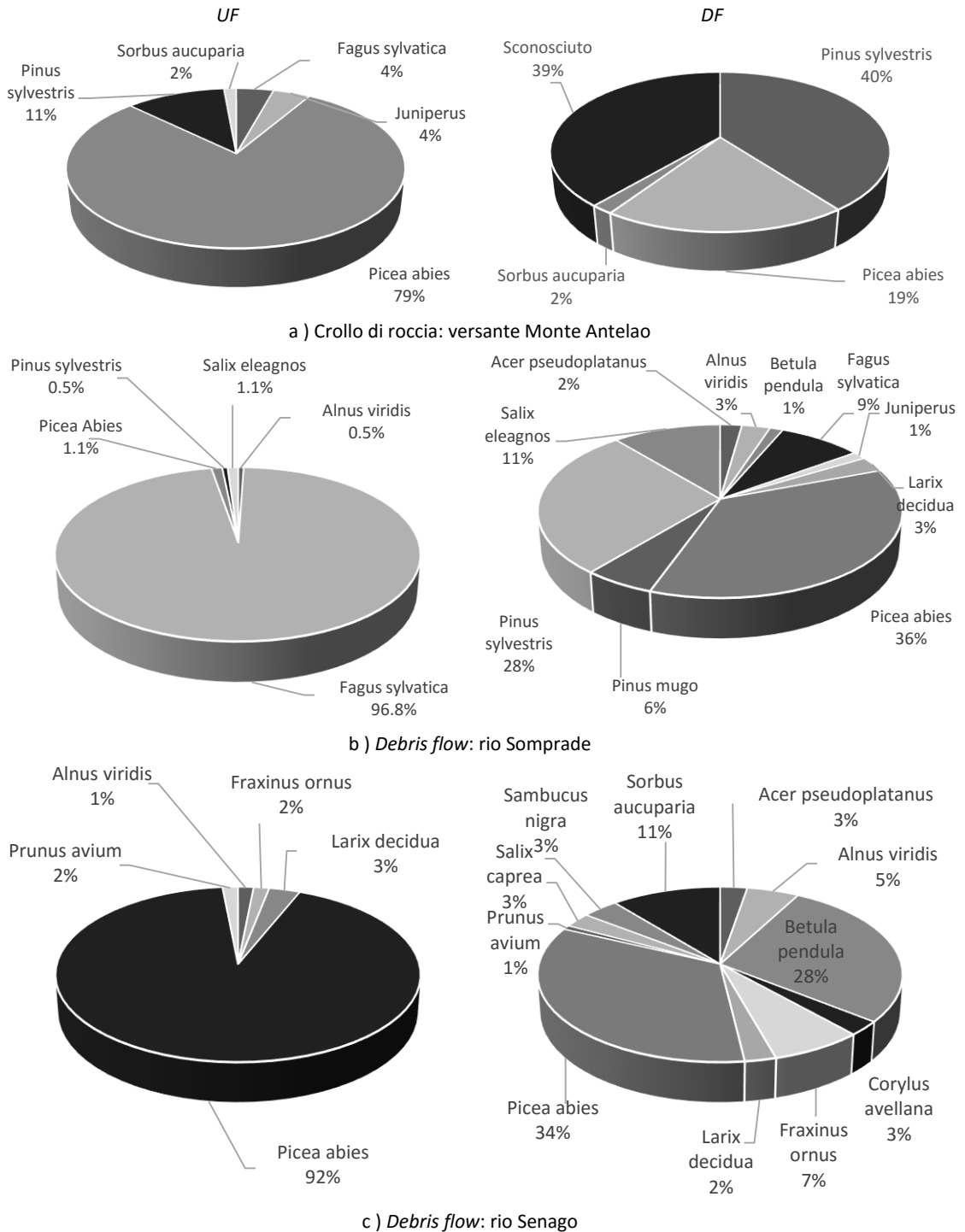
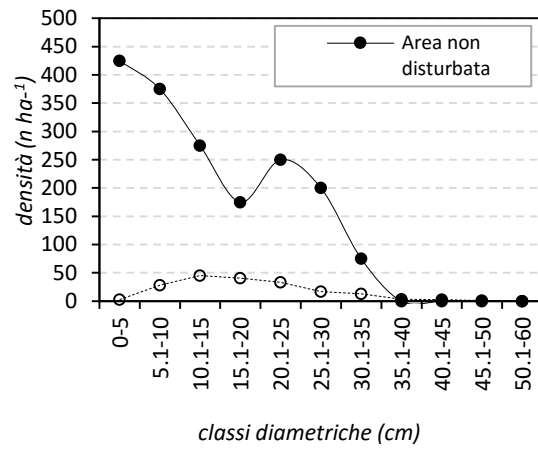
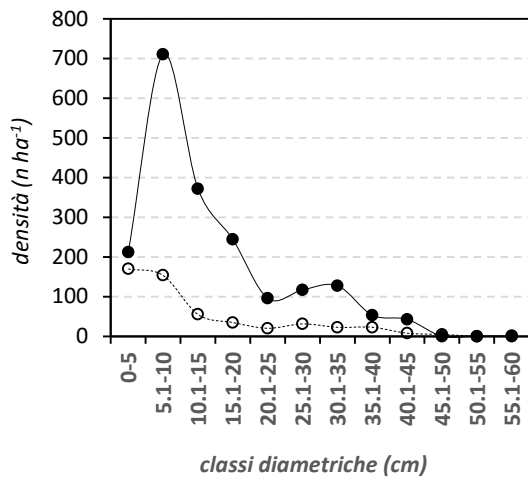


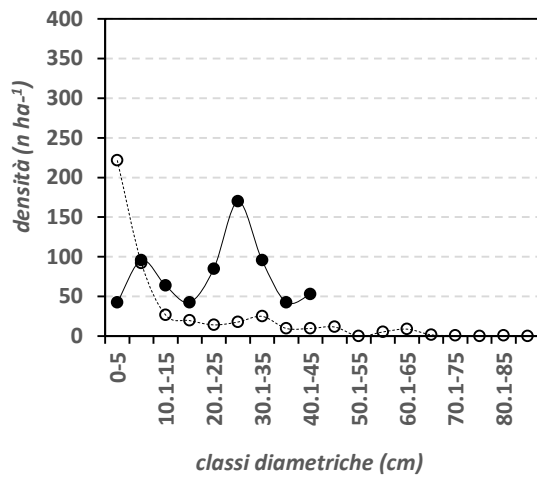
Figura 17. Composizione dei soprassuoli rilevati nei tre siti di studio in area disturbata e in area non interessata dal disturbo.



a) Crollo di roccia: versante Monte Antelao

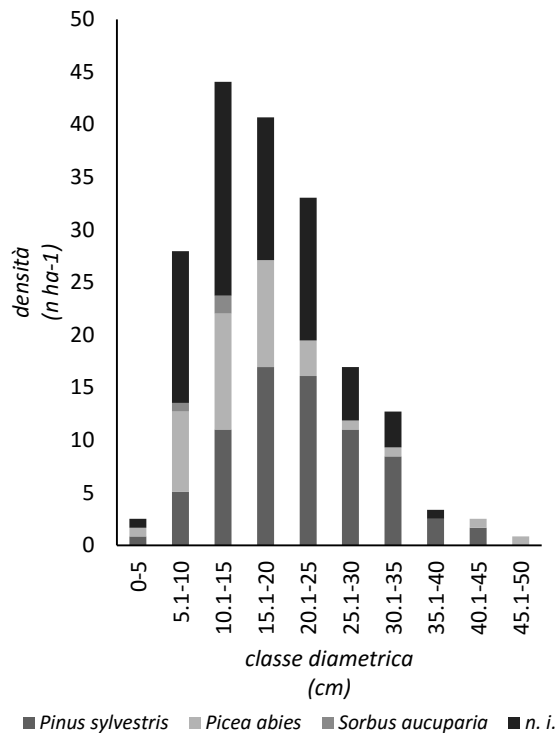


b) Debris flow: rio Somprade

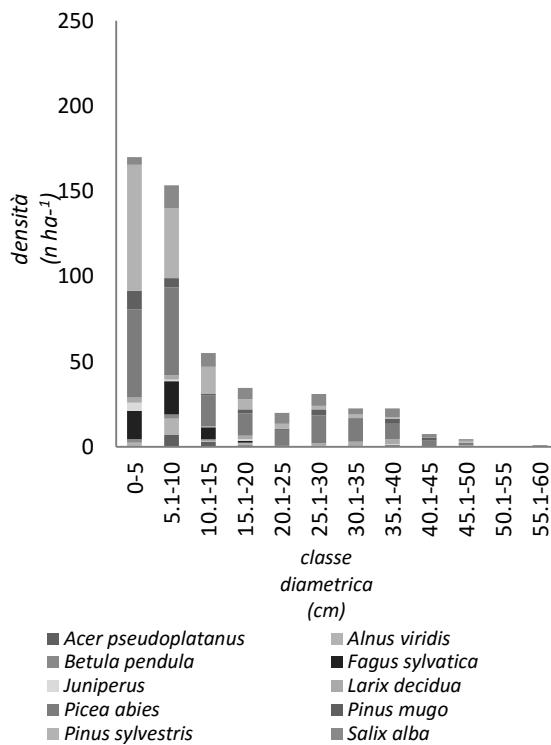


c) Debris flow: rio Senago

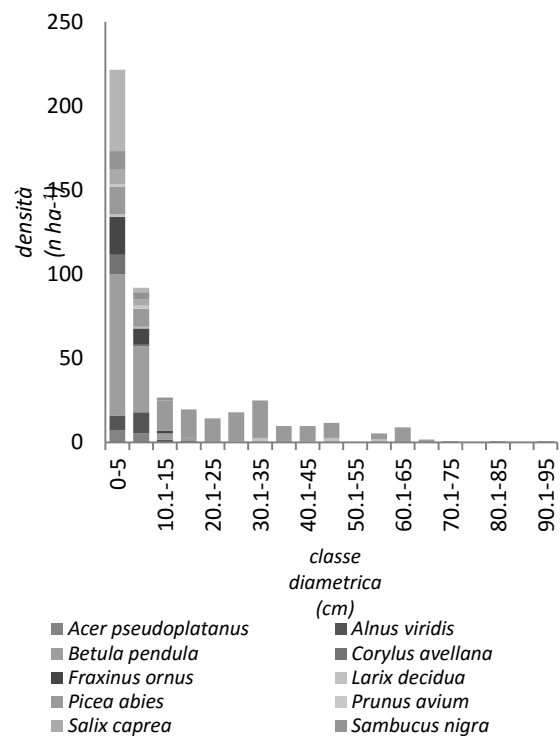
Figura 18. Curva di distribuzione delle frequenze dei diametri dei popolamenti rilevati nei siti sperimentali in area disturbata e in area non affetta dal disturbo.



a) Crollo di roccia: versante Monte Antelao



b) Debris flow: rio Somprade



c) Debris flow: rio Senago

Figura 19. Distribuzione delle specie presenti nelle aree disturbate all'interno delle classi diametriche per le tre aree di studio.

2. LO STUDIO DELLE INTERAZIONI TRA IL BOSCO E I PERICOLI NATURALI

Questa parte della ricerca si propone di indagare gli effetti reciproci tra foresta e caduta massi e foresta e *debris flow* allo scopo di fornire utili indicazioni nella gestione delle foreste di protezione da impiegare nelle aree di pericolo.

2.1. IL BOSCO E IL CROLLO DI ROCCIA: IL CASO DI STUDIO DI VODO DI CADORE (BELLUNO)

2.1.1. L'ANALISI DEGLI EFFETTI DEL CROLLO DI ROCCIA SULLA COMPONENTE ARBOREA ATTRAVERSO L'ELABORAZIONE DEI DATI DI CAMPO

Effetto evidente dell'azione di disturbo causata dal crollo di roccia e del probabile attacco parassitario ad opera dello scolitide *Ips acuminatus* si riscontra nell'alta percentuale di mortalità delle piante presenti nella zona di transito ed arresto dei blocchi. La componente forestale rilevata viva è meno della metà del totale, pari a circa il 39.55% (87 individui vivi), mentre la componente morta è del 60.545% (133 individui deceduti). Come atteso, gran parte della mortalità ha interessato la specie *Pinus sylvestris* (32.33%), caratterizzata da una maggiore suscettibilità ai danni corticali, che evolvono generalmente in marciumi e fungono da vettori di attacco parassitario, dall'esito letale. Per il 65.41% degli individui morti non è stato possibile identificare la specie di appartenenza (Tabella 17). La maggior parte delle piante rilevate "morte" si concentra a ridosso della zona di innesco, mentre, allontanandosi da questa, si osserva una maggior sopravvivenza dei singoli individui (Figura 20a), i quali hanno minore probabilità di venire colpiti dai massi e, in caso di impatto, probabilmente con forza minore. Dalla Figura 20b si nota inoltre come la sopravvivenza delle piante a ridosso dell'area di distacco sia associata o a diametri molto bassi, o molto elevati. Ciò si può spiegare per la minore probabilità degli elementi di minore diametro di essere colpiti dai massi in moto, ma anche per la loro maggiore flessibilità dei fusti.

Tabella 17. Censimento degli individui morti e vivi rilevati nel sito di studio in relazione alla specie di appartenenza al momento del rilievo.

specie	morti		vivi		totale	
	(-)	(%)	(-)	(%)	(-)	(%)
<i>Pinus sylvestris</i>	43	19.63	44	20.09	87	39.73
<i>Picea abies</i>	3	1.37	40	18.26	43	19.63
<i>Sorbus aucuparia</i>	0	0.00	3	1.37	4	1.83
Sconosciuto	87	39.73	0	0.00	85	38.81
Totale	133	60.73	87	39.73	219	100.00

Sulla base del censimento dei danni provocati dal crollo di roccia sulla vegetazione sono state distinte cinque categorie di danni: a) nessuna lesione apparente (*no danno*); b) lesioni, queste a loro volta sono state distinte a seconda della gravità in: *lesioni lievi* (fessurazioni superficiali della corteccia), *lesioni moderate* (fessurazioni profonde della corteccia o multiple, rotture di rami), *lesioni gravi* (scortecciatura giunta fino al cambio o di superficie molto estesa, rottura del cimale); c) individuo destabilizzato per parziale sradicamento (*inclinato*); d) pianta schiantata al suolo (*abbattuto*); e) individuo stroncato ad

altezza variabile (*stroncato*). In totale sono state rilevate 96 piante, pari al 44% circa, prive di danni evidenti, di queste 49 (12% sul totale) sono rappresentate da piante morte, mentre 47 (21% sul totale) vive. Il 7% del totale delle piante censite ha evidenziato la presenza di lesioni di lieve entità, il 5% di entità media, il 21% di entità grave, il 5% ha subito una parziale destabilizzazione, l'8% è stato abbattuto e il 10% è stato stroncato dall'urto prodotto dall'impatto del masso (Tabella 18). Osservando le percentuali di piante morte o sopravvissute nelle diverse categorie di danno (Figura 22) s'intuisce l'elevato potere distruttivo nei confronti del popolamento forestale del fenomeno di crollo. Inoltre, la maggiore frequenza è stata riscontrata per il tipo di danno più grave: lesione grave e individuo stroncato/abbattuto.

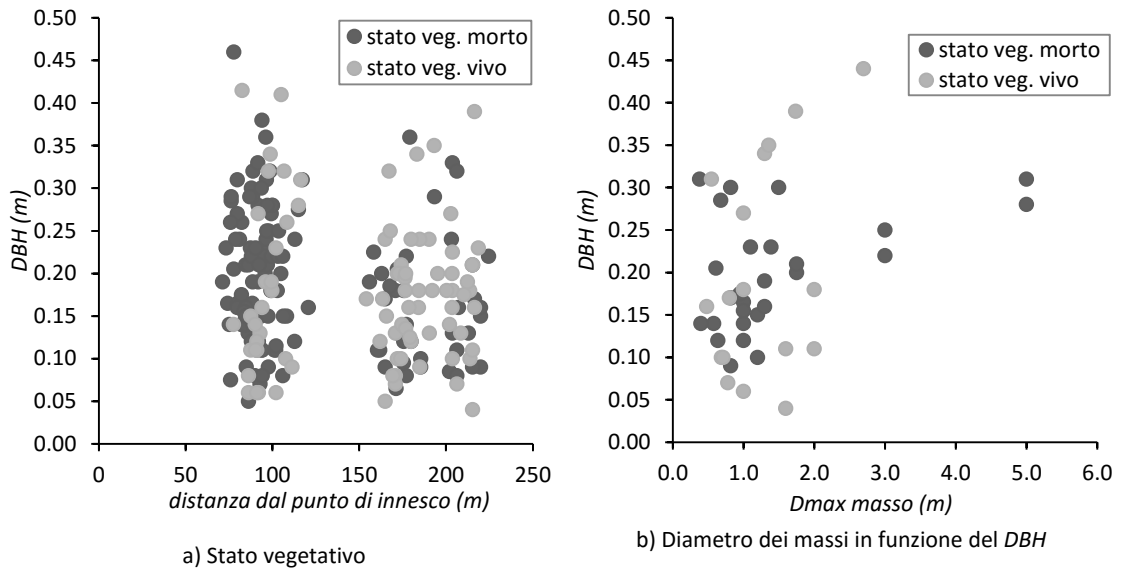


Figura 20. a) Stato vegetativo delle singole piante rilevate e b) rispettivi DBH e distanza dalla zona di distacco.

Al fine di migliorare la comprensione degli effetti causati dall'evento di *rockfall*, il popolamento forestale è stato riorganizzato in classi diametriche di 5 cm. La maggiore mortalità è stata rilevata nella classe diametrica 10-15 cm e 20-25 cm, mentre la maggiore sopravvivenza nella classe 15-20 cm, corrispondenti ai valori medi del popolamento forestale nell'area di studio. Nelle classi diametriche, si osserva costantemente una maggiore percentuale di mortalità degli individui rispetto alla sopravvivenza (Figura 21).

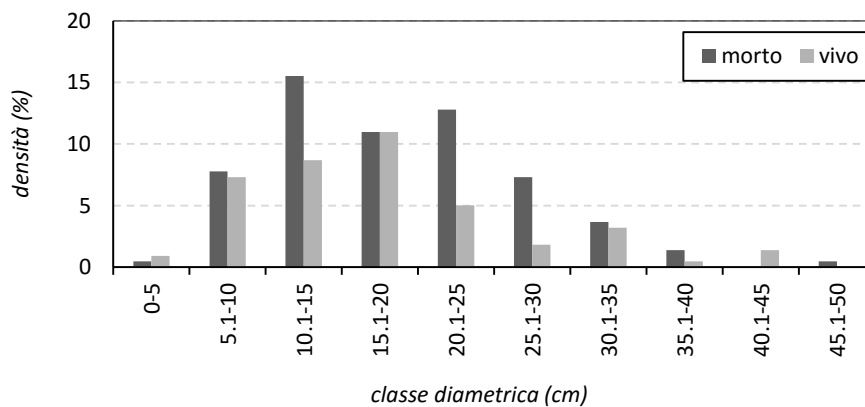


Figura 21. Distribuzione di mortalità e sopravvivenza osservate all'interno delle classi diametriche.

Tabella 18. Censimento del soprassuolo forestale per livelli di gravità dei danni subiti.

	<i>no danno</i>	<i>lesione lieve</i>	<i>lesione media</i>	<i>lesione grave</i>	<i>inclinato</i>	<i>abbattuto</i>	<i>stroncato</i>	<i>Totale</i>
<i>n (-)</i>	96	16	11	46	12	17	22	220
<i>n (%)</i>	43.64	7.27	5.00	20.91	5.45	7.73	10.00	100.00
<i>morti (-)</i>	49	12	7	23	7	17	18	133
<i>morti (%)</i>	22.27	5.45	3.18	10.45	3.18	7.73	8.18	60.45
<i>vivi (-)</i>	47	4	4	23	5	0	4	87
<i>vivi (%)</i>	21.36	1.82	1.82	10.45	2.27	0.00	1.82	39.55
<i>DBH_{medio} (cm)</i>	17	17	18	22	18	19	17	18
<i>V_{masso_medio} (m³)</i>	1.1	0.2	0.1	3.5	10.5	12.9	0.2	4.07

In Figura 22 è riportata la distribuzione percentuale delle classi diametriche all'interno di ciascuna tipologia di danno. Le classi diametriche di maggiori dimensioni sono anche quelle che hanno subito il tipo di danno più lieve o di media entità hanno diametri in genere minori di 30 cm, così come le piante che sono state solo parzialmente abbattute in seguito all'impatto. Osservando infatti il diametro medio dei fusti e il volume medio dei massi, suddivisi in base al tipo di danno subito, si osserva che i danno minori sono associabili a massi di minori volumetrie, mentre danni più gravi come lesioni gravi, abbattimento e stroncamento delle piante sono da ricondurre all'azione di grossi blocchi. Nel tipo di lesioni gravi il grafico di Figura 23 consente di affermare che per diametri fino a 20 cm e volumi fino a 3 m³ le piante mostrano un tasso di sopravvivenza del 50% circa; volumetrie medie di 10 m³ comportano invece danni tali da non permettere la sopravvivenza degli individui.

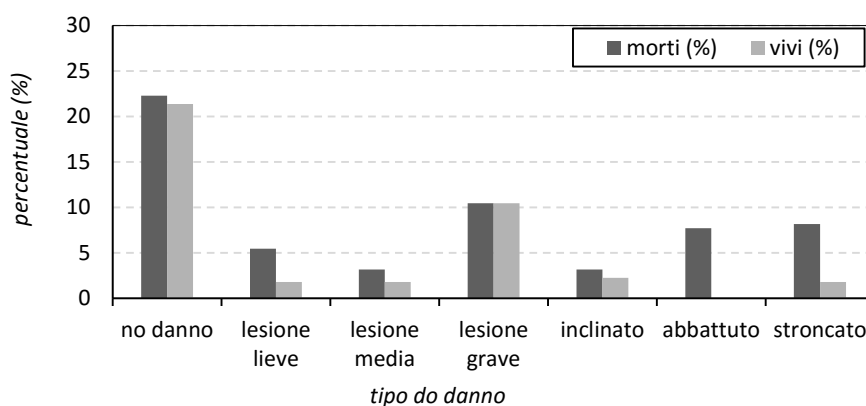


Figura 22. Percentuali di individui morti e sopravvissuti sul totale censito nelle diverse categorie di danno.

Le classi diametriche che si riscontrano con maggiore frequenza nel tipo di danno lieve e medio sono quelle di 10-15 cm e 20-25 cm. Le lesioni gravi sono state le più rilevate con valori crescenti di numerosità fino alla classe di 20-25 cm poi decrescenti, interessando fusti fino alla classe 40-45 cm. Le piante che hanno subito un'inclinazione dei fusti sono quelle che presentano diametri bassi (< 20 cm) segnale di una maggiore flessibilità dei fusti; le classi diametriche superiori hanno invece subito probabilmente un abbattimento o uno stroncamento (Figura 24). Ciò è da ricondurre anche alle maggiori volumetrie medie che hanno interessato le piante colpite da questo tipo di danno.

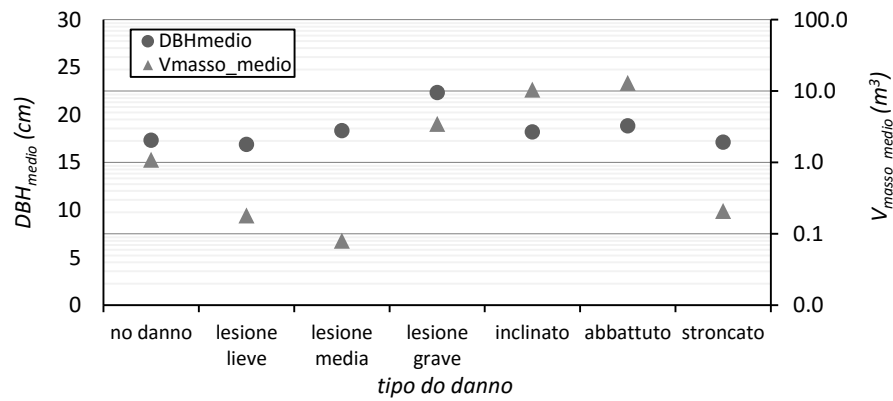


Figura 23. Diametro medio e volume medio dei massi impattanti per tipo di danno rilevato.

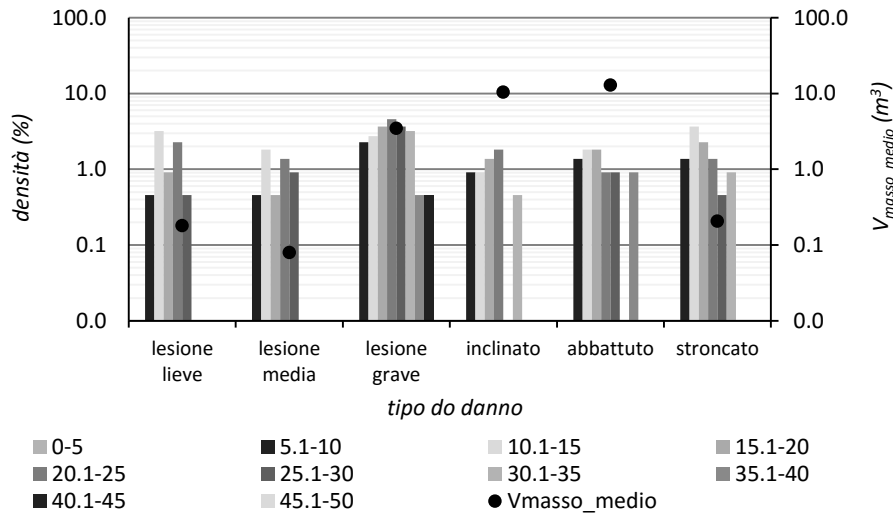


Figura 24. Numerosità delle piante rilevate all'interno delle classi diametriche e volume medio del blocco impattante per tipo di danno.

La distribuzione percentuale delle classi diametriche evidenzia per il tipo di danno lieve una sopravvivenza delle piante che presentano un diametro non superiore a 25 cm, 15-20 cm se si considera una lesione di moderata/grave entità. Questo poiché i diametri inferiori, oltre ad avere minore probabilità di essere interessati dall'impatto di massi, per la ridotta dimensione dei tronchi e le minori volumetrie medie dei massi che li hanno colpiti. Gli individui che hanno subito un'inclinazione del fusto mostrano una sopravvivenza fino al diametro massimo di 15-20 cm e per diametri superiori invece si sono rilevati solo individui morti. Ciò anche per l'elevato volume medio dei massi (Figura 25) e probabilmente anche per la minore elasticità dei fusti più grossi.

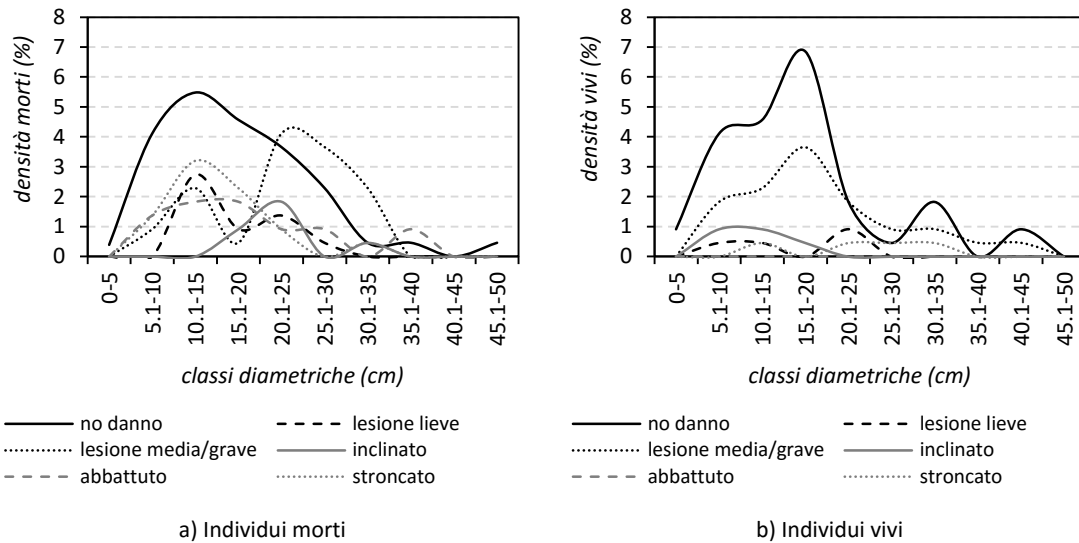


Figura 25. Distribuzione delle classi diametriche all'interno delle diverse tipologie di danno distinte per individui deceduti o sopravvissuti: a) percentuali di individui morti; b) percentuali di individui sopravvissuti.

2.1.2. L'INDAGINE SULL'EFFETTO PROTETTIVO NEI CONFRONTI DEL CROLLO DI ROCCIA DI UN SOPRASSUOLO FORESTALE COETANEO NEL MEDIO/LUNGO PERIODO

L'indagine sull'effetto protettivo nei confronti del crollo di roccia di un soprassuolo forestale coetaneo nel medio/lungo periodo è avvenuta simulando il fenomeno con il *software* RockyFOR-3D (Dorren, 2012).

I dati d'input minimi richiesti da RockyFOR-3D consistono in un insieme di 10 mappe raster. Data la ridotta estensione dell'area e l'obiettivo della simulazione, ossia la ricostruzione dell'evento di studio, le aree sorgenti corrispondenti alla porzione di parete rocciosa subverticale crollata sono state individuate manualmente, attraverso l'analisi dell'ortofoto del 2012. L'identificazione automatica avrebbe condotto all'inclusione di fonti di detrito potenzialmente instabili ma non realmente coinvolte nell'episodio ricreando un evento di magnitudo superiore. Per ciascun'area sorgente occorre definire i parametri di densità, forma e dimensione dei tre diametri del blocco. Se non sono stati definiti uno dei parametri di cella come roccia densità e/o la dimensione della cella *DTM* non è considerata come area di origine. Sulla restante area di simulazione è necessario definire i parametri di scabrezza e il tipo di suolo.

Inoltre, possono essere definite altre impostazioni di simulazione che sono definite dall'utente nell'interfaccia grafica e che sono riportate di seguito.

- La variazione percentuale di volume del blocco, cioè la percentuale con cui le tre dimensioni del blocco saranno variare in modo casuale durante ogni singola simulazione.
- Il numero di simulazioni per ogni cella di origine, il che significa il numero di traiettorie che saranno simulate da ciascuna cella di origine.
- L'altezza supplementare di caduta iniziale, cioè l'altezza sopra la superficie del *DTM* da cui il blocco sarà inizialmente rilasciato. Ciò consente all'utente di aumentare la velocità verticale iniziale del blocco simulato. Questo valore può anche essere utile quando si usa un *DTM* a bassa risoluzione, dove piccole variazioni del terreno sono non ben rappresentate.
- La presenza di un soprassuolo forestale o di reti paramassi.

Una delle maggiori difficoltà di ricostruzione di un fenomeno di crollo di roccia è legata alla disgregazione subita dal blocco roccioso a seguito dell’impatto al suolo che il programma non è in grado di simulare. Per ciò è stato scelto di identificare un numero elevato di aree sorgenti e di assegnare a ciascuna una forma dei massi parallelepipedica con i tre lati uguali di 1 m ed una variabilità percentuale del $\pm 50\%$. In tal modo, procedendo su un *DTM* derivante da rilievo *TLS* con risoluzione 1 m sono state individuate 500 celle sorgenti corrispondenti ad altrettanti blocchi con lato variabile da 0.50 m a 1.50 m. Parametro cui porre particolare attenzioni è la scabrezza descritta dal programma attraverso tre mappe raster la quale non rappresenta la micro topografia, ma i massi situati lungo il pendio che vanno ad ostacolare la caduta del blocco. Tale scabrezza è espressa in termini probabilistici da tre classi di probabilità e descrivono la probabilità che un masso ha di incontrare un ostacolo di una certa altezza lungo il suo percorso. Ognuna di queste classi è rappresentata da una mappa raster e corrisponde all’altezza in metri di un ostacolo rappresentativo che un masso che cade incontra nel 70%, 20% e 10% dei casi (Figura 13), durante un rimbalzo (Dorren, 2012). La scelta dei valori di scabrezza è avvenuta per confronto fotografico seguendo i valori proposti dagli sviluppatori al variare della morfologia del pendio riportati nell’Allegato B del manuale.

RockyFOR-3D permette di compiere simulazioni con foresta attraverso due modalità: l’utilizzo di un file contenente le coordinate e il *DBH* di ogni singolo albero, oppure utilizzando quattro mappe raster le quali descrivono il numero di alberi all’ettaro (n), il *DBH* medio (DBH_{mean}), la deviazione standard del *DBH* medio (DBH_{std}) e la percentuale media di conifere ($conif_{percent}$).

Scopo delle simulazioni effettuate è stato quello di calibrare il *software* in base all’evento reale osservato e valutare l’effetto protettivo svolto dalla componente forestale attraverso il confronto dello in ipotesi di assenza del soprassuolo con soprassuolo in diverse fasi di sviluppo. La maggior parte degli indicatori dell’effetto protettivo della foresta basati sui risultati di modelli di simulazione utilizzano l’energia cinetica dei massi (Volkwein *et al.*, 2011) o la massima distanza (*runout*) di un certo numero di massi, la quale è simile al numero di passaggi osservati ad una certa distanza (Woltjer *et al.*, 2008), o una combinazione di entrambi. I quantili di energia cinetica posseduta dal masso sono indicatori importanti per la progettazione delle strutture ingegneristiche di protezione (Lambert *et al.*, 2013). Invece, la *runout* è stata ritenuta essere un buon indicatore nella valutazione della capacità protettiva dei boschi cedui. Rawat (2012) ha proposto un indice di protezione che impiega il numero di passaggi dei massi osservato in corrispondenza determinate linee di rilevazione. Questo indice è stato modificato ed impiegato in questo lavoro per la valutazione della capacità protettiva di diversi soprassuoli forestali nei confronti del crollo di roccia. Nello specifico, la quantificazione dell’effetto protettivo è avvenuta attraverso la misura della variazione del numero di massi passanti una determinata lunghezza del pendio tra gli scenari con copertura forestale ed uno scenario privo della copertura forestale. Le differenze sono state valutate lungo tre linee di valutazione poste rispettivamente a circa 1/4, 2/4 e 3/4 della distanza massima osservata nell’ipotesi di versante non boscato pari a circa 300 metri (Figura 26). Pertanto l’effetto della foresta è stato quantificato calcolando per ciascuno dei diversi scenari simulati l’indice *FP* in corrispondenza di determinate linee di valutazione Li (*Forest Protection ratio*):

$$FP_i = 1 - \frac{Nb_{foresta,Li}}{Nb_{no\ foresta,Li}} \quad [71]$$

Dove, Nb è il numero di massi che hanno passato la linea di valutazione Li nel caso con foresta ($Nb_{foresta}$) e nell’ipotesi di assenza del soprassuolo ($Nb_{no\ foresta}$).

Di seguito sono descritti gli scenari di simulazione.

Scenario 01 (S01): simulazione dell'evento reale. Il primo scenario di simulazione è stato ricondotto alla terza tipologia di versante (suolo compatto medio con piccoli massi) mentre la definizione delle caratteristiche del popolamento forestale è avvenuta ricorrendo ai dati rilevati in campo nelle aree di saggio eseguite nelle zone non disturbate forniti al programma in 4 mappe raster.

Scenario 02 (S02): simulazione dell'evento reale in assenza del soprassuolo forestale. La seconda simulazione è stata eseguita con gli stessi raster di input della prima, ma senza attivare nella GUI la simulazione con la componente forestale.

Scenario 03 (S03): ipotesi del verificarsi di un evento di uguale magnitudo che colpisce il popolamento forestale sopravvissuto. Il terzo scenario mira a quantificare l'effetto di protezione che possiede il popolamento sopravvissuto al crollo di roccia indagato. Perciò, in questo caso è stata modificata la scabrezza del terreno individuando 3 aree omogenee (Figura 26). La prima è costituita dalla porzione di monte del deposito di sedimento causato dal crollo e caratterizzata da uno strato di materiale continuo su tutta la superficie con spessori medi di 0.50 m circa. La seconda parte è rappresentata dalla porzione di valle del deposito ed è caratterizzata dalla presenza discontinua di sedimento. Per queste due aree, sono stati impiegati la posizione e il diametro delle piante rilevati in campo e forniti in input al programma come file di testo (*treefile.txt*). La restante porzione del dominio di calcolo costituisce la terza area omogenea e presenta le medesime caratteristiche impiegate per la simulazione con S01.

Scenario 04 (S04): analisi del cambiamento dell'effetto protettivo di una pecceta coetanea durante il ciclo di sviluppo. Sono stati ipotizzati altri cinque scenari (S04_1-5) al fine di valutare l'effetto protettivo della foresta durante il ciclo di sviluppo. Sono state considerate cinque età come rappresentanti delle fasi di spessina (30 anni), perticaia (50 anni), fustaia (100 anni), fustaia matura (150 anni) e fustaia stramatura (200 anni). Per ciascuno stadio di sviluppo sono stati impiegati i valori di densità e DBH riportati nella tavola alsometrica di von Guttenberg (1915; Tabella 19) valida per l'abete rosso coetaneo di montagna in una situazione di fertilità del suolo ottima. La deviazione standard dei diametri è stata calcolata come il 25% del DBH.

Tabella 19. Valori di densità e DBH riportate nella tavola alsometrica di von Guttenberg (1915) per l'abete rosso coetaneo di montagna in una situazione di fertilità del suolo ottima per le 5 età considerate in questa ricerca. La deviazione standard è stata ipotizzata pari al 25% del DBH.

<i>età</i> <i>(anni)</i>	<i>densità</i> <i>(piante ha⁻¹)</i>	<i>DBH</i> <i>(cm)</i>	<i>deviazione</i> <i>standard DBH</i> <i>(cm)</i>
30	6000	6.7	1.7
50	2010	15.0	3.8
100	692	31.5	7.9
150	433	42.4	10.6
200	316	50.8	12.7

In Tabella 20 sono riportati i valori di scabrezza (*rg*), del tipo di suolo (*soiltype*) e del soprassuolo forestale (*n*, *DBH_{mean}*, *DBH_{std}*, *conif_{percent}*) utilizzati nelle simulazioni. Ciascuna simulazione è stata eseguita impostando un numero di lanci pari a 100 ed un'altezza di caduta pari a 20 m.

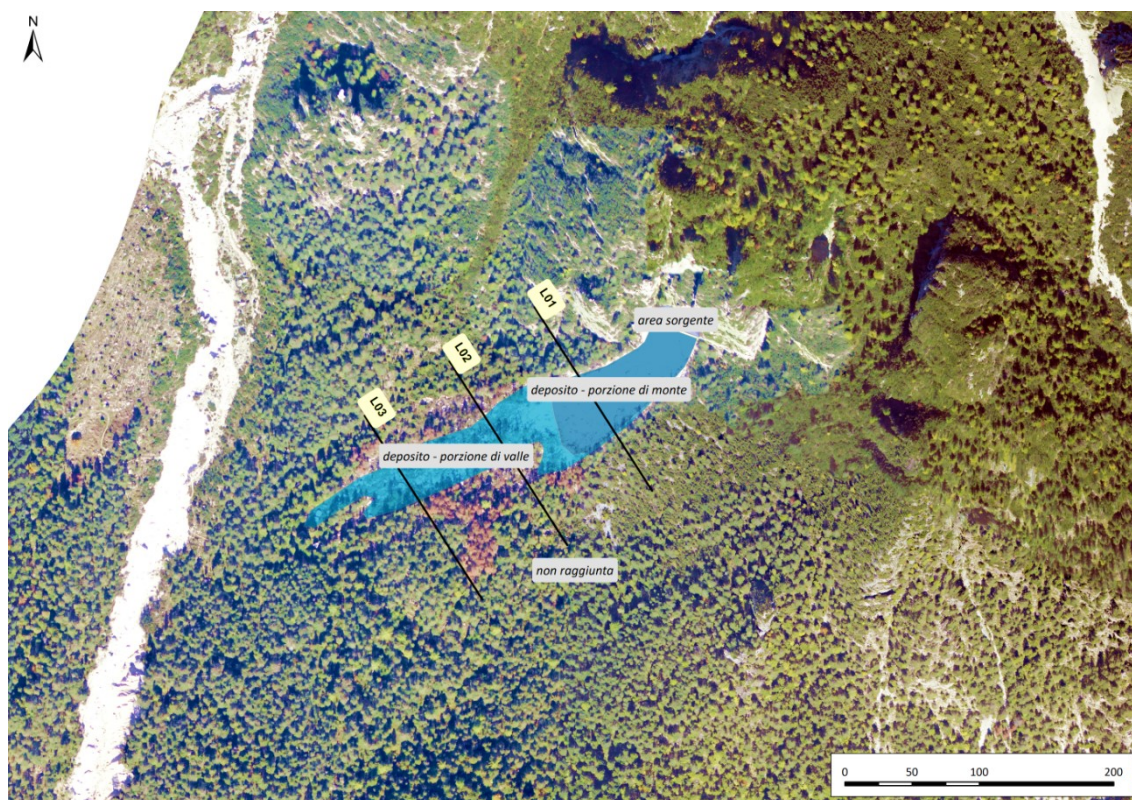


Figura 26. Vista aerea dell'area di studio con indicate le aree omogenee impiegate nel terzo scenario e le linee di valutazione L01, L02 e L03.

Tabella 20. Valori di scabrezza e del soprassuolo forestale impiegati nel *software* RockyFOR-3D per la ricostruzione degli scenari di simulazioni.

scenario	scabrezza				n (nha ⁻²)	foresta		
	rg70 (m)	rg20 (m)	rg10 (m)	tipo di suolo		DBH _{mean} (cm)	DBH _{std} (cm)	conf _{percent} (%)
S01	0.05	0.2	0.3	3	690	26	5	90
S02	0.05	0.2	0.3	3	-	-	-	-
S03	deposito monte	0.25	0.5	1.0	4	treefile.txt		
	deposito valle	0.05	0.1	0.2	3			
	area non raggiunta	0.05	0.2	0.3	3			
S04	_01 - 20 anni				6000	6.7	1.68	
	_02 - 50 anni				2010	15.0	3.75	
	_03 - 100 anni	0.05	0.2	0.3	3	692	31.5	7.88
	_04 - 150 anni				433	42.4	10.60	
	_05 - 200 anni				316	50.8	12.70	

In Figura 27 sono riportate le mappe raster del numero di passaggi fornite in output dal modello. Osservando le mappe s'individuano pattern molto diversi tra loro. Le massime distanze raggiunte dai massi e la maggior area interessata dal transito sono state prodotte dallo scenario S02, il quale ipotizza un versante privo di copertura forestale. Invece, la minor area interessata dai transiti è stata prodotta dalla simulazione S04_01, nonostante questa abbia condotto anche al numero massimo di passaggi sia sull'intera area (16847) che nelle tre linee di valutazione (Tabella 21). Il minore numero massimo

sull'intera area è stato di 3929 passaggi prodotti dalla simulazione *S03* la quale evidenzia anche una maggiore dispersione laterale delle traiettorie. *S03* ha condotto ai minori valori massimi lungo le linee *L01* e *L02*, mentre in *L03* il minimo è stato osservato per la simulazione *S04_5*, la quale ha condotto anche alla minore distanza massima.

Tabella 21. Statistiche di base del numero di passaggi prodotti dal modello per le simulazioni eseguite.

scenari o	L01				L02				L03			
	max	media	-na	dev. st.	max	media	na	dev. st.	max	media	na	dev. st.
<i>S01</i>	4005	516	149	822	260	72	51	67	504	52	24	83
<i>S02</i>	4493	647	132	1038	259	187	14	84	2570	305	56	503
<i>S03</i>	267	45	28	55	24	5	3	5	55	11	5	12
<i>S04_1</i>	5926	851	237	1449	392	95	39	113	3896	365	75	724
<i>S04_2</i>	4137	562	92	957	343	89	51	94	926	118	52	187
<i>S04_3</i>	2565	358	59	592	94	26	17	27	129	17	7	25
<i>S04_4</i>	3226	329	55	640	83	23	15	23	65	10	6	12
<i>S04_5</i>	1942	233	54	409	48	14	11	12	33	7	4	8

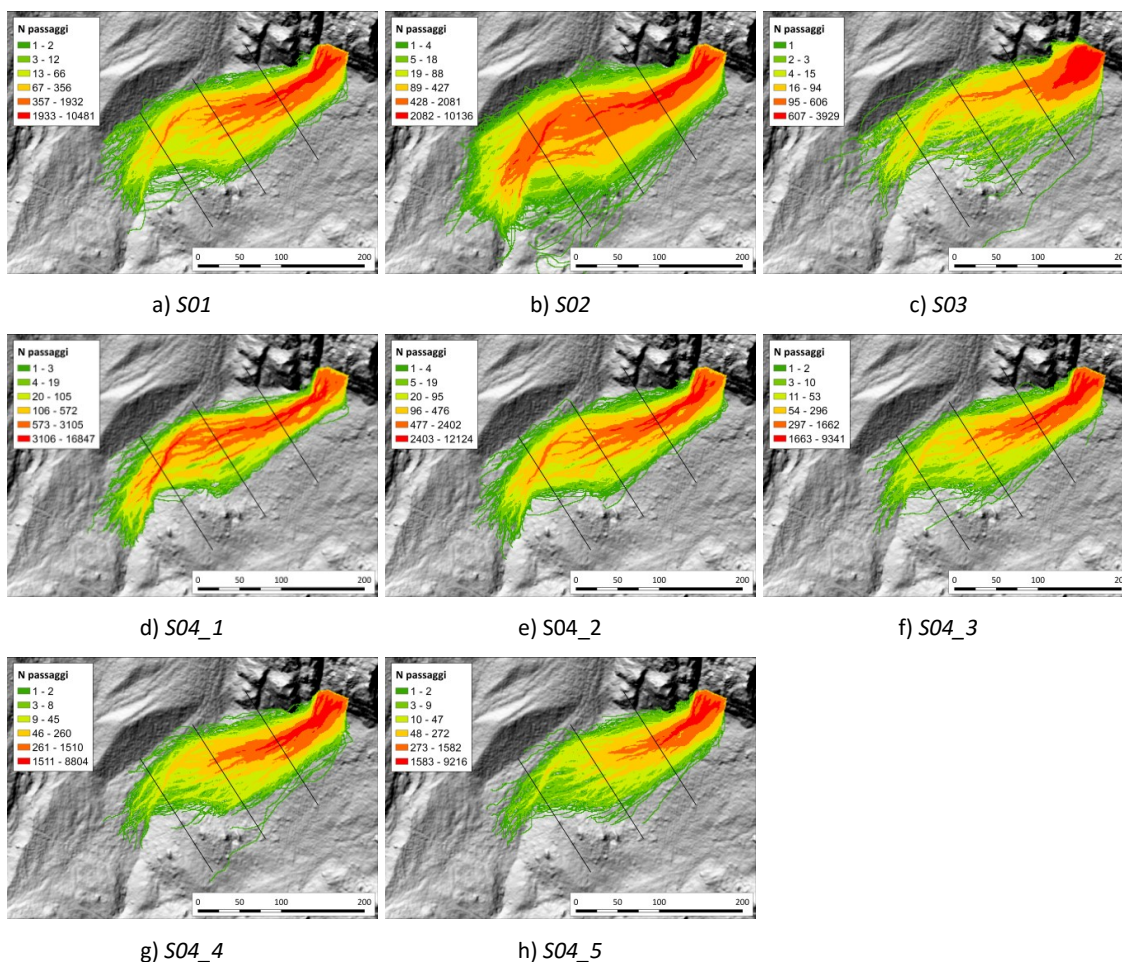


Figura 27. Mappe raster di output del programma RockyFOR-3D del numero di passaggi per ciascuno scenario di simulazione.

Per quanto riguarda l'azione di protezione che è stata assolta dal popolamento forestale nei confronti del crollo di roccia (Figura 29), l'elaborazione dei risultati del modello (Tabella 22) è stata quantificata pari al 36% se valutata a 75 metri dall'area del crollo (prima linea di valutazione, *L01*), del 61% se valutata dopo 150 metri (seconda linea di valutazione, *L02*) e raggiunge l'89% a 225 metri (terza linea di valutazione, *L03*). Il popolamento nello stato attuale presenta invece un effetto protettivo rispettivamente lungo le tre linee del 92%, 97% e del 98%. Procedendo verso valle, il coefficiente *FP* aumenta (Tabella 22) a seconda del tipo di popolamento considerato.

I risultati delle simulazioni degli scenari *S04* consentono di analizzare come evolve dell'effetto di protezione offerto da un popolamento coetaneo durante il suo ciclo di sviluppo. In particolare, si osserva che l'aumento della capacità protettiva del bosco segue un andamento logaritmico che è funzione dell'età del soprassuolo. Ciò significa che i maggiori diametri offerti delle classi di età più grande sono in grado di sopperire alla minore densità con il loro maggiore diametro.

Osservando la mappa raster dell'output del programma (Figura 28) si osserva che il numero massimo di impatti è prodotto dalla spessina (37564). Questo valore si riduce di circo il 60% per lo scenario *S04_2* e per più dell'87% negli altri tre stadi di sviluppo. L'elevato numero di impatti che caratterizza i primi stadi di sviluppo si traduce in un elevato numero di massi depositati (Figura 27). Ma esaminando le mappe raster di output è evidente come la deposizione avvenga su distanze molto lunghe e simili alle massime distanze osservate nell'ipotesi di assenza della foresta. Invece, per i popolamenti di 100, 150 e 200 anni l'arresto dei massi si verifica su distanze che solo occasionalmente sono superiori a circa i 3/4 della massima distanza osservata in assenza del soprassuolo. Questo è legato alla maggiore dispersione laterale che caratterizza le piante di maggiori dimensioni.

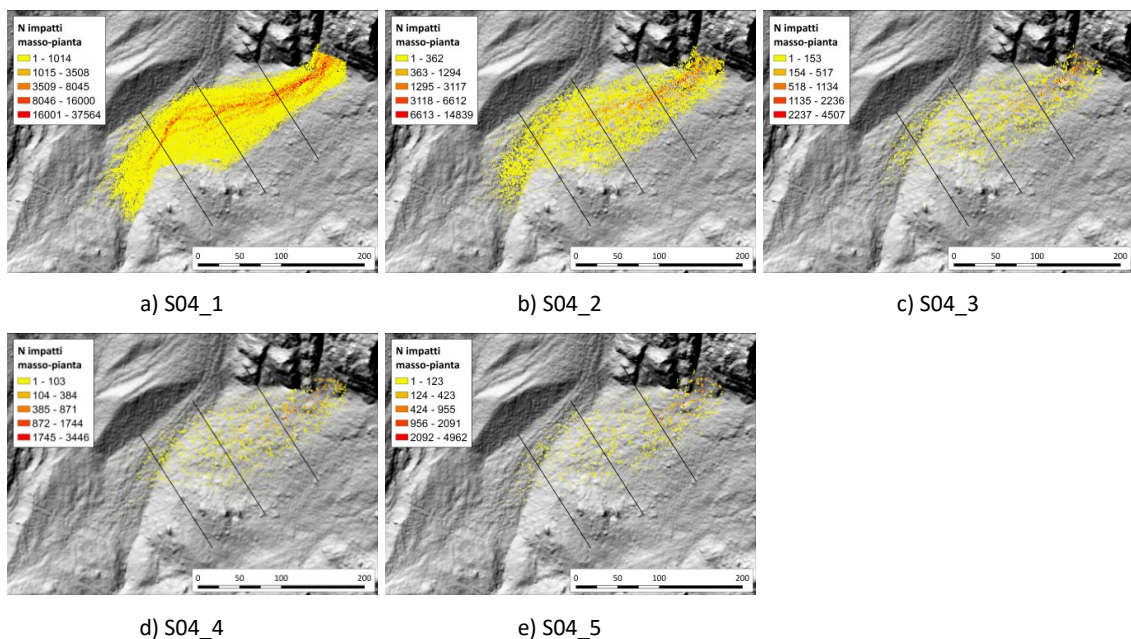


Figura 28. Mappe raster di output del programma RockyFOR-3D del numero di impatti tra masso e pianta per ciascuno scenario di simulazione.

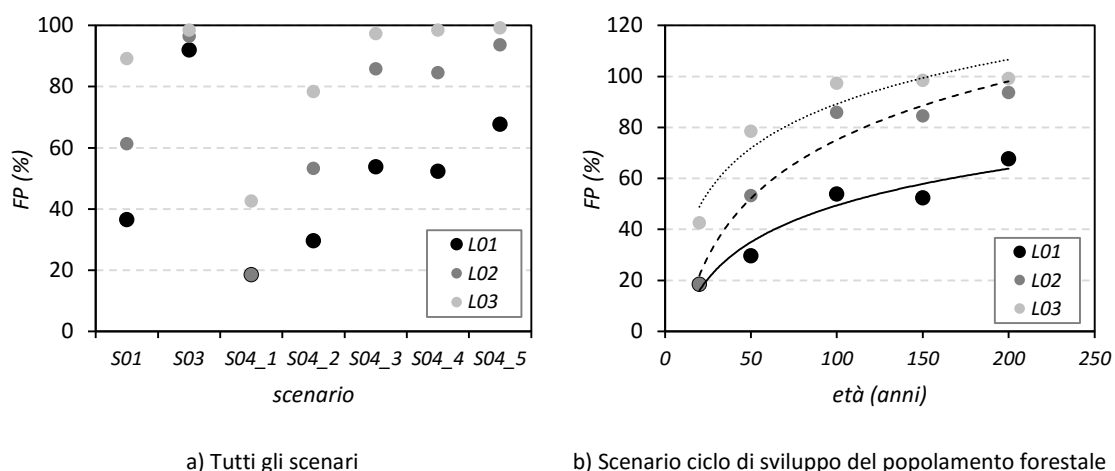


Figura 29. A) Percentuali cumulate dell'effetto protettivo svolto dalla copertura forestale per gli scenari simulati con il software RockyFOR-3D valutate lungo le tre linee di valutazione di riportate in Figura 26. B) Crescita logaritmica osservata in corrispondenza delle tre linee di valutazione durante le diverse fasi di sviluppo del popolamento.

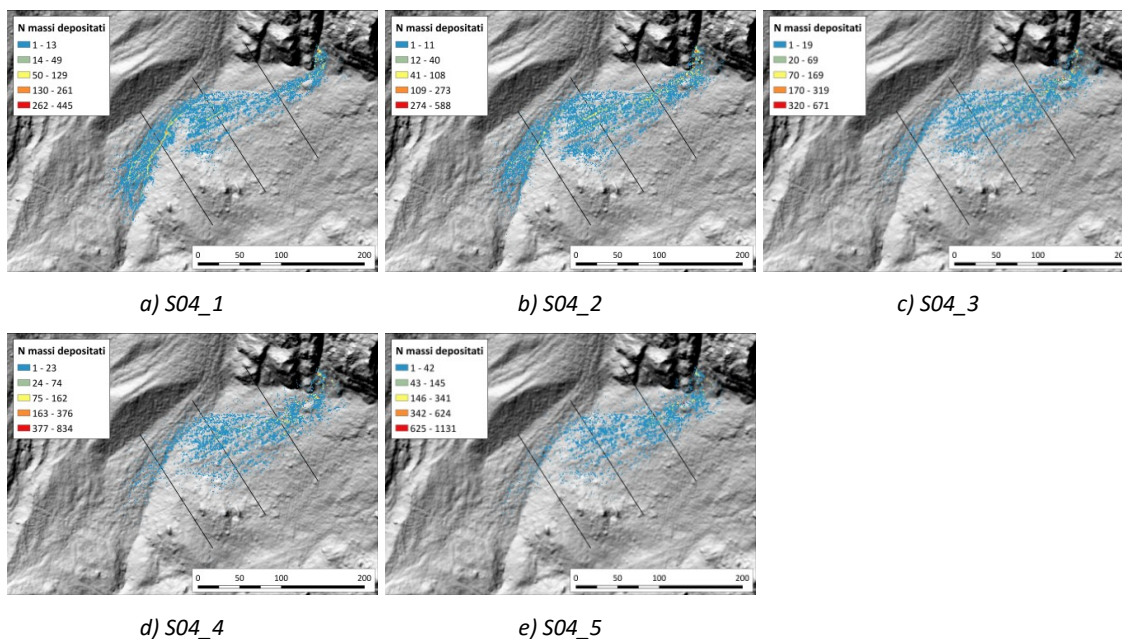


Figura 30. Mappe raster di output del programma RockyFOR-3D del numero di massi depositati per ciascuno scenario di simulazione.

Al fine di trarre ulteriori informazioni per una gestione forestale dei boschi con funzione protettiva, è utile osservare anche il numero d'impatti dei massi con le piante (Figura 30), che si verificano nelle singole fasce di foresta delimitate dalle tre linee di valutazione espresso in percentuale sul totale osservato per ciascuna simulazione (Tabella 23e Figura 31). Il soprassuolo della prima classe di età ha fatto rilevare un elevatissimo numero d'impatti che si riduce secondo una funzione di potenza quadratica negativa con l'età del popolamento e quindi con la riduzione della densità e l'aumento dei diametri. Tutti gli stadi di sviluppo evidenziano una progressiva riduzione del numero di impatti man mano che ci si porta verso valle molto marcata per i popolamenti di età ≥ 100 anni per i quali la maggior parte degli impatti ($> 65\%$) si verifica entro la prima fascia fino quasi ad esaurirsi ($> 81\%$) nella seconda. Al contrario, i

popolamenti più giovani sono interessati da una percentuale di impatti ancora relativamente elevata (> 19%) a valle di L02.

Tabella 22. Numero di passaggi e coefficiente di valutazione dell'effetto protettivo della foresta (*Forest Protection, FP*) valutati lungo le tre linee di valutazione poste rispettivamente a 1/4, 2/4 e 3/4 della massima distanza raggiunta dai massi nell'ipotesi di assenza della copertura forestale per le 8 simulazioni effettuate.

scenario	L01			L02			L03		
	Np	FP (%)	ΔFP (%)	Np	FP (%)	ΔFP (%)	Np	FP (%)	ΔFP (%)
S01	32485	36.48	40.93	20661	61.33	27.88	4345	89.13	31.19
S02	51144	-	93.44	53428	-	4.54	39979	-	2.02
S03	4077	92.03	-	1870	96.50	-	604	98.49	-
S04_1	41694	18.48	43.44	43551	18.49	0.02	22974	42.53	56.54
S04_2	35991	29.63	37.78	25002	53.20	30.06	8626	78.42	32.16
S04_3	23628	53.80	55.26	7567	85.84	32.90	1054	97.36	11.84
S04_4	24377	52.34	53.17	8274	84.51	32.69	627	98.43	14.14
S04_5	16534	67.67	68.24	3366	93.70	26.25	332	99.17	5.52

Tabella 23. Numero di impatti totale e percentuale nelle tre aree di valutazione risultanti dalle simulazioni S04.

scenario	N impatti			
	Totale (-)	A01 (%)	A02 (%)	A03 (%)
S04_1	14426159	38.53	31.03	22.69
S04_2	2323399	42.64	38.79	15.00
S04_3	352790	64.52	30.26	4.78
S04_4	184201	68.69	27.01	4.05
S04_5	142744	73.98	23.49	2.37

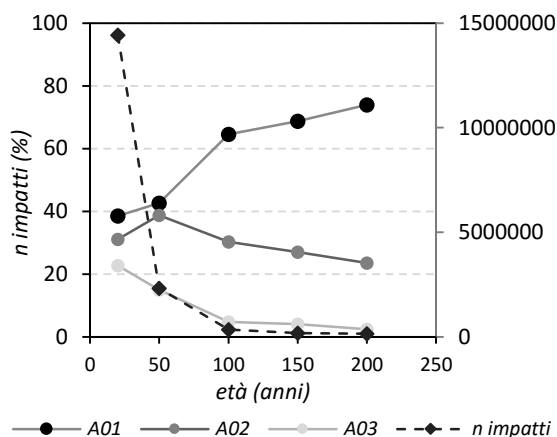


Figura 31. Variazione del numero di impatti e percentuale relativa degli impatti nelle tre fasce di versante individuate dalle tre linee di valutazione nelle diverse fasi di sviluppo.

Le distribuzioni di frequenza del numero di passaggi dei massi in corrispondenza delle tre linee di valutazione per i 5 stadi di sviluppo della pecceta coetanea ipotizzata sono riportate in Figura 32. In corrispondenza di L01, il numero più alto di celle prive di passaggio si osserva per il popolamento più giovane il quale però ha prodotto anche i valori massimi maggiori (5926). Ciò significa che relativamente poche celle sono raggiunte da un elevato numero di passaggi e trova spiegazione nella minore dispersione

laterale che si osserva nella mappa raster (Figura 27). Con l'evoluzione del popolamento forestale il numero di celle senza passaggio diminuisce. I popolamenti *S04_4* ed *S04_5* evidenziano una progressiva diminuzione della frequenza di passaggio all'aumentare della classe, più evidente per il primo ed il minor numero massimo di passaggi (rispettivamente 3226 e 1942). *S04_3* invece produce l'andamento più discontinuo. Anche in *L02* si osserva la frequenza maggiore di celle prive di passaggio per il popolamento *S04_1* che diminuisce progressivamente all'affermarsi del soprassuolo, osservando però una tendenza all'aumento per la fustaia stramatura di 200 anni ed una maggior frequenza dei passaggi nelle classi minori per i popolamenti più vecchi. A 3/4 *R* si assiste ad un'inversione di tendenza del comportamento osservato in precedenza. Infatti, la maggior frequenza delle celle prive di passaggio è prodotta dal popolamento di 200 anni (>50%) il quale presenta anche il massimo minore concentrando la restante variabilità nelle classi di *Nr Passaggi* < 100. Ciò conferma quindi la buona capacità di questo popolamento di contenere le massime *runout* per effetto della maggior dispersione laterale causata dai *DBH* maggiori. L'analoga considerazione può essere fatta per i popolamenti di 100 e 150 anni con percentuali che variano di poco. Al contrario, i popolamenti *S04_1* e *S04_2* continuano ad essere interessati da un elevato numero di passaggi che appaiono più distribuiti nelle diverse classi rispetto alle due linee di valutazione poste a monte.

Per comprendere gli effetti prodotti dalla stima dei parametri *rg* sulle simulazioni eseguite, sono stati eseguiti i confronti con i valori misurati durante i test a scala reale condotti dal gruppo *EM* dell'IRSTEA di Grenoble in corrispondenza di 2 linee di valutazione (*L01* e *L02*) poste a circa 185 m e 235 m dal punto di rilascio dei massi. In Tabella 36 sono riportati il valore medio e massimo e la deviazione standard ottenuti dai raster di output del programma dei massimi dell'energia cinetica (*E_{max}*), dell'altezza di rimbalzo (*Ph*) e della velocità (*V_{max}*); con i valori simulati sono riportati anche i dati misurati in campo durante i 100 test di caduta massi condotti a scala reale (Bourrier *et al.*, 2009).

I tre approcci proposti hanno condotto a valori medi superiori a quelli stimati dalle prove di campo di circa 190 kJ (186%) in corrispondenza di entrambe le linee di valutazione, con *k* che ha condotto ai valori più prossimi (circa 151% superiori). Considerando i valori massimi di *E_{max}* invece, i dati di campo sono sottostimati, in media di circa 124 kJ (circa 86%), con *LN* che conduce alle percentuali minori (93%), discostandosi in media di 60 kJ. *LN* ha fatto rilevare anche la maggiore variabilità delle osservazioni, che è emersa anche durante i test reali espressa dalla maggiore deviazione standard. Allo stesso modo, anche i valori medi osservati in *L01* e *L02* di *Ph_{max}* e *V_{max}* sono sovrastimati dalle simulazioni effettuate con i parametri *rg* calibrati con l'algoritmo *MW*, il primo in media del 150% e il secondo del 144%, con *k* con le percentuali più basse. I test reali hanno fatto rilevare un'altezza massima di passaggio in campo di 16.9 m la quale è stata largamente sottostimata dalle simulazioni (86%) che invece hanno condotto a valori massimi compresi tra 3.0 m (*LN*) e 5.0 m (*Sd*). Invece, i massimi di *V_{max}* sono sottostimati in corrispondenza di *L01* (80%), mentre in *L02* sono sottostimati da *k* dell'81% e da *LN* (94%), il quale si avvicina molto ai massimi osservati e sovrastimati del 121% da *Sd*.

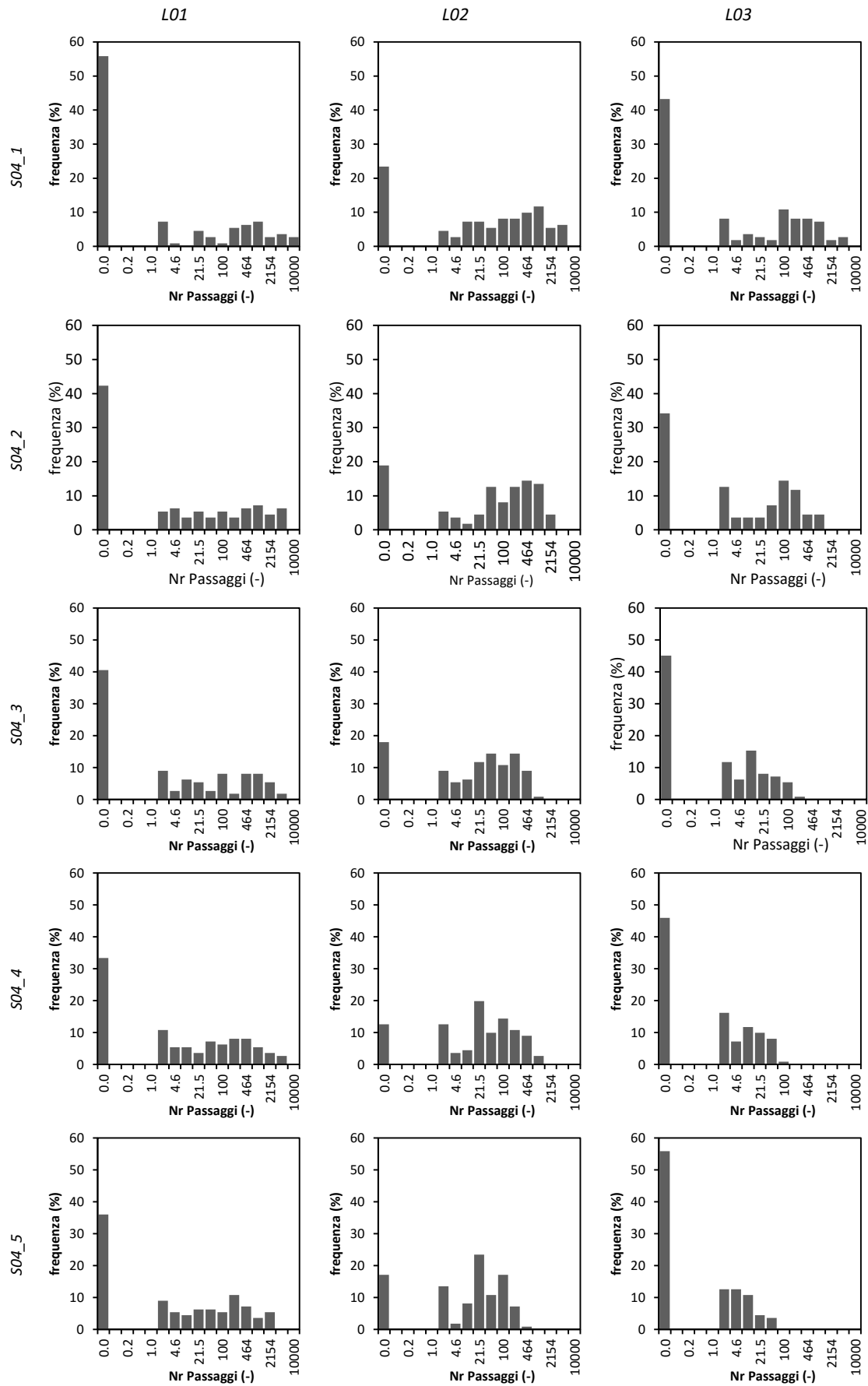


Figura 32. Distribuzione di frequenza del numero di passaggi della pecceta osservati nelle 3 linee di valutazione.

2.2. IL BOSCO E LE COLATE DETRITICHE

2.2.1. I CASI DI STUDIO DEL RIO SOMPRADE (BELLUNO) E DEL RIO SENAGO (BOLZANO)

- **Analisi degli effetti del *debris flow* sulla diversità arborea: confronto tra la vegetazione arborea in area disturbata e non disturbata**

In entrambe le aree di studio, i risultati dei rilievi di campo evidenziano che le caratteristiche principali della foresta “indisturbata” (*UDSP* e *UDSG*, rispettivamente per i siti del rio Somprade e Senago) e “disturbata” (*DFSP* e *DFSG*, rispettivamente per i siti del rio Somprade e Senago) cambiano sostanzialmente. Nelle prime è stato osservato un numero minore di specie e una più bassa densità.

In *DFSP*, le specie rilevate con maggiore frequenza sono state *Picea abies* (36.2%) e *Pinus sylvestris* (28.0%), ma erano presenti anche: *Salix alba* (11.0%), *Fagus sylvatica* (8.5%), *Pinus mugo* (5.6%), *Alnus viridis*, *Picea abies*, *Acer pseudopaltanus*, *Betula pendula* e *Juniperus spp.*. La vegetazione era distribuita principalmente sul perimetro dei lobi di deposito. L’assenza di piante nella parte centrale dei depositi è probabile dovuto al passaggio del flusso detritico, che ha causato una rilevante mortalità di alberi in questa zona. Sulle sponde del canale, gli effetti del *debris flow* si sono riflessi nella sporadica presenza della vegetazione. Con particolare riferimento alla distribuzione delle specie, *Pinus sylvestris* dominava la parte centrale del deposito, mentre *Picea abies* la parte inferiore con la presenza di individui di faggio (*Fagus sylvatica*). Specie tipiche delle zone disturbate, come *Salix alba*, *Juniperus spp.* E *Alnus viridis*, sono stati registrati soprattutto lungo le sponde del torrente e nella parte centrale del conoide alluvionale.

In *DFSG*, le specie più presenti sono state *Picea abies* (34.0%) e *Betula pendula* (27.7%), rispettivamente nelle parti superiore e inferiore del deposito. Inoltre, sono state identificate anche le seguenti specie: *Sorbus aucuparia* (10.9%), *Fraxinus ornus* (7.3%), *Alnus viridis* (5.2%), *Acer pseudopaltanus*, *Salix caprea*, *Sambucus nigra*, *Corylus avellana*, *Picea abies* e *Prunus avium*. La vegetazione ricopre in modo abbastanza omogeneo l’intero conoide e non sono state osservate aperture riconducibili all’evento. Specie pioniere tipiche del primo stadio di ricolonizzazione, come *Corylus avellana* e *Prunus avium* e *Alnus viridis* sono stati trovati nella parte terminale del deposito.

Nel bosco indisturbato adiacente (*UF*), il numero di specie censite sono state di 6 e 5 rispettivamente nei siti dei rii Somprade e Senago. In *UFSP*, la specie dominante è stata il faggio (97%) con l’inclusione sporadica di *Picea abies*, *Pinus sylvatica*, *Salix alba* e *Alnus viridis*. In *UFSG*, la specie dominante era *Picea abies* (92%) con l’inclusione di qualche individuo di *Picea abies*, *Prunus avium*, *Fraxinus ornus* e *Alnus viridis*. In entrambi i siti di studio, la composizione specifica nelle zone *UF* riflette la tipologia forestale tipica della zona.

I disturbi naturali rappresentano forze motrici essenziali per i processi naturali e la biodiversità in molti ecosistemi (Attiwill, 1994; Frelich, 2002) e sono responsabili dell’aumento della diversità. Connell (1978) formulò l’ipotesi che un’alta diversità è mantenuta da una composizione delle specie in continuo cambiamento. La composizione specifica può quindi essere impiegata quale indicatore dell’azione di disturbo e fornirne suggerimenti sull’intensità e la frequenza. Inoltre, la forza distruttiva delle colate detritiche si manifesta solo su una parte del conoide alluvionale e con diversa intensità. Pertanto, i conoidi possono ospitare specie provenienti da fasi diverse della stessa fase successionale (Brugger, 2002). Nel tempo però, il mancato verificarsi di processi di disturbo comporta la chiusura delle foreste e quindi la riduzione della diversità di habitat può portare ad una diminuzione del numero di specie (Rixen *et al.*, 2007). Tuttavia, se da un lato si è assistito ad un aumento del numero di specie nelle zone disturbate, dall’altro si è assistito ad una diminuzione del diametro medio a petto d’uomo delle piante coinvolte dal *debris flow*. Infatti, mentre per il sito del rio Somprade il diametro medio delle piante in area “disturbata” è pari a circa l’86% del diametro medio delle piante in area “non disturbata”, per il sito di Bolzano la percentuale si riduce al 36%. Anche la densità delle piante appare ridotta nell’area di deposito con una

percentuale del 32% sul rio Senago che sale al 74% sul rio Somprade. Ma l'analisi dei dati di campo necessita di un approccio multidisciplinare che integri queste informazioni "strutturali" del soprassuolo con informazioni "stazionarie" e riguardanti il fenomeno specifico in atto, in particolare magnitudo e frequenza), nonché la presenza di altri fenomeni di disturbo. Infatti, nel sito del rio Senago le osservazioni di campo suggeriscono di analizzare separatamente gli effetti del *debris flow* sul popolamento forestale lungo il deposito a causa della transizione da una fustaia matura ben affermata di abete rosso con larice nella parte iniziale del deposito ad un'area interessata da processi di ricolonizzazione di ex pascoli. Inoltre, l'evoluzione stessa del processo suggerisce che le forze di impatto in atto non fossero tali da arrecare danni significativi alle piante presenti nella prima porzione, anzi la presenza del popolamento forestale maturo unitamente alla presenza di materiale legnoso fluitato hanno favorito il verificarsi di locali fenomeni di accumulo di materiale contribuendo alla riduzione dei volumi trasferiti verso valle e alla riduzione del contenuto solido della colata. Tutto ciò si traduce nella marcata riduzione del diametro medio a petto d'uomo osservata, la quale, se non si tiene conto delle piante coinvolte dal processo rilevate nella porzione terminale del deposito (seconda metà) si riduce al 24%. Infatti, alberi e in particolare gruppi di alberi ed arbusti, possono indurre la formazione di pile stabili di detriti, intercettando parte di materiale solido, in grado di contribuire alla riduzione dell'energia del *debris flow*. Per descrivere questo processo, Raška e Oršulák (2009) hanno introdotto il concetto "diga di tronco" (*trunk dam concept*). Le *trunk dam* si formano quando l'albero o sue parti cadono al suolo e sono intrappolate e stabilizzate dalla presenza di ostacoli sulla superficie. Secondo la topografia, la densità, la lunghezza totale e altre caratteristiche queste possono giocare un ruolo importante nella riduzione del volume di materiale che viene trasportato nel tratto discendente (Raška e Oršulák, 2009) e possono causare un cambiamento nella direzione di deflusso (Matyja, 2007). Infatti, la presenza di *trunk dam* produce una superficie a gradinata lungo il pendio in grado di aumentare la scabrezza superficiale e rallentare il deflusso (Matyja, 2007). La formazione di molte strutture riconducibili a *trunk dam* sono state osservate nella parte superiore del deposito del sito del rio Senago.

Al contrario, la marcata differenza del minore diametro e densità osservati per il rio di Somprade sono da associare alla maggiore forza distruttiva del *debris flow* granulare, alla maggiore frequenza del fenomeno e alla presenza di fenomeni di disturbo valanghivi che interessano il popolamento forestale durante il periodo invernale-primaverile, contribuendo alla struttura forestale osservata, caratterizzata da elevata eterogeneità e bassi diametri e densità. Quindi, il verificarsi di colate detritiche caratterizzate da una magnitudo rilevante e che fuoriescono dal canale principale, comporta lo spostamento nell'area di transito/deposito dalla tipologia forestale di appartenenza con l'ingresso di specie pioniere. Infatti, la diversità specifica è maggiore lungo i tratti più frequentemente percorsi da *debris flow*, come nel caso del rio Somprade, rispetto alle zone adiacenti a causa di una più ampia gamma di nicchie ecologiche che si originano. Queste specie sono caratteristiche di habitat aperti, sono perciò più resilienti e resistenti ai fenomeni di disturbi e contribuiscono alla maggiore diversità. In particolare, questo è stato osservato nel sito di Somprade, dove le osservazioni di campo suggeriscono la presenza di un disturbo ricorrente, probabilmente legato anche ad altri tipi di processi, valanghe in questo caso, che conduce ad una più elevata diversità specifica. Infatti, i percorsi attivi presentano un'eterogeneità di habitat che consentono lo sviluppo di un gran numero di specie. Invece, nel caso del sito di Senago, la diversa composizione specifica rispetto al tipo è stata osservata solo nella parte inferiore del deposito, data dalla presenza di specie pioniere e ricolonizzatrici dei prati e non direttamente riconducibili al disturbo stesso. L'assenza di eventi storici registrati supporta questa conclusione.

Per oggettivare queste conclusioni, i dati raccolti sono stati usati per il calcolo di due indici di biodiversità quali parametri oggettivi per il confronto dei due tipi di aree. Questi sono basati sulla ricchezza specifica (numero di specie presenti) e l'abbondanza specifica (numero d'individui per specie) e

rappresentano la misura più semplice della biodiversità. L'indice di diversità di Shannon-Wiener (Wiener, 1948; Shannon e Weaver, 1949; S_W) è stato utilizzato per definire la diversità delle specie all'interno di una comunità o di habitat, mentre l'indice di Jaccard (1901, J) per definire se due comunità sono composte da specie simili.

$$\text{Shannon - Wiener diversity index} = - \sum \frac{N_s}{N} \ln \left(\frac{N_s}{N} \right) \quad [72]$$

$$\text{Jaccard's index} = \frac{a}{a + b + c} \quad [73]$$

Dove, n è il numero totale di individui del campione, N_s è il numero di individui di una specie, a è il numero totale di specie presenti in entrambe le comunità, b è il numero totale di specie presente nella comunità 1 ma non in 2 e c è il numero totale di specie presenti in comunità 2, ma non a 1.

I valori dei due indici di diversità calcolati dai dati di campo per le due aree di studio sono elencati nella Tabella 24. In entrambe le aree di studio, i valori dell'indice di Shannon-Wiener sono più elevati nelle aree *DF* rispetto alle aree *UF* (Tabella 4). I valori di *DF* (rispettivamente di 0.76 e 0.80 per il sito di Somprade e di Senago) riflettono la maggiore diversità e l'eterogenea ripartizione del numero di specie, che è sbilanciata in favore (abbondanza > 10%) di *Picea abies*, *Pinus sylvestris* e *Salix alba* in *DFSP* e *Betula pendula* e *Picea abies* in *DFSG*. Mentre, i bassi valori osservati in *UF*, in particolare in *UFSG* (<0.18), riflettono la bassa diversità di specie. L'indice di diversità di Jaccard conferma quanto precedentemente osservato sulla diversità tra i campioni. Infatti, i bassi valori dell'indice indicano un ridotto numero di specie in comune che qui è influenzato dalla mancanza di un gran numero di specie in *UF*.

Mentre nelle zone *UF* le specie presenti sono tipiche del tipo forestale di appartenenza (Figura 15), nelle zone *DF* il disturbo causato dal *debris flow* ha comportato un allontanamento dal tipo forestale favorendo l'ingresso di specie pioniere. Le nuove specie, caratteristiche degli habitat aperti, sono più resistenti/resistenti ai fenomeni di disturbi e contribuiscono alla maggiore diversità specifica. In particolare, questo è stato osservato nel deposito del rio Somprade dove le evidenze di campo suggeriscono la presenza di un disturbo ricorrente. Invece, nel caso del torrente Senago, un aumento della diversità specifica è stato osservato solo nella parte inferiore del deposito, dove erano presenti specie pioniere di ricolonizzazione dei prati e non direttamente imputabili al fenomeno di disturbo prodotto dal *debris flow*.

Tabella 24. Risultati del calcolo degli indici di biodiversità impiegati per valutare la diversità nella composizione forestale tra aree *DF* e *UF* nelle due aree di studio.

	<i>UFS</i>				<i>UFSG</i>			
	<i>DFSP</i>	<i>Plot1</i>	<i>Plot2</i>	<i>Plot3</i>	<i>DFSG</i>	<i>Plot1</i>	<i>Plot2</i>	<i>Plot3</i>
<i>Shannon-Wiener index</i>	0.76	0.29	0.54	0.52	0.80	0.03	0.18	0.14
<i>Jaccard index</i>	-	0.20	0.50	0.60	-	0.09	0.36	0.18

- **Analisi degli effetti reciproci tra componente arborea e colate detritiche: spessore di sedimento depositato e diametro degli alberi**

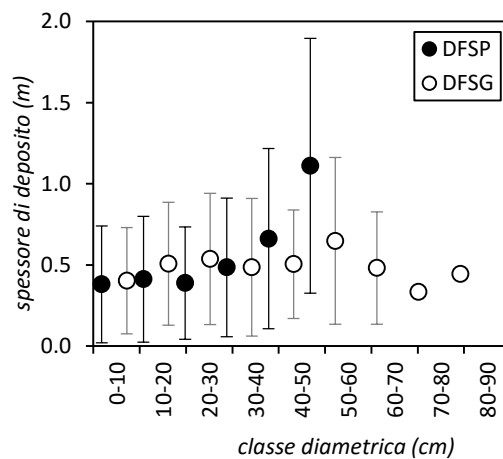
Gli spessori di deposito rilevati in campo nel sito del rio Somprade variano da un minimo di 0.05 m (*Betula pendula*, *Juniperus*, *Picea abies*, *Pinus mugo*, *Pinus sylvestris* e *Salix alba*) ad un massimo di 1.50 m (*Acer pseudoplatanus*, *Alnus viridis*, *Picea abies* e *Pinus sylvestris*) \pm 0.34 m (deviazione standard). Gli spessori medi di materiale depositato rilevato in campo variano da un minimo di 0.33 m, osservato nella classe diametrica 20 - 30 cm, ad un massimo di 1.00 m, osservato nella classe 50 - 60 cm. Nel sito del rio Senago, lo spessore medio minimo è stato di 0.30 m, osservato nella classe 70 - 80 cm e il valore massimo di 0.61 m, osservato nella classe 30 - 40 cm. In generale, lo spessore medio depositato dall'evento di Somprade evidenzia una tendenza a crescere all'aumentare della classe diametrica, tendenza che non è emersa invece dall'analisi dei dati del rio Senago, dove gli spessori medi rimangono raccolti attorno al valore medio di 0.47 m. Gli spessori variano da un valore minimo di 0.05 m (*Alnus viridis*, *Betula pendula*, *Fraxinus ornus*, *Picea abies* e *Sorbus aucuparia*) ad un massimo di 1.80 m (*Betula pendula* e *Salix caprea*) \pm 0.31 m.

Lungo il deposito del rio Somprade, gli spessori maggiori sono stati rilevati in destra idrografica nella parte mediana del deposito, dove sono state osservate anche le classi maggiori di *DBH*. Nella zona superiore, dove le piante sono sopravvissute, la classe diametrica di 10 - 20 cm predomina, ma con pochi individui sopravvissuti ai margini del deposito. Qui probabilmente gli alberi hanno contribuito solo ad aumentare lo sforzo di taglio basale e non hanno direttamente svolto una ritenzione del *debris flow*. La bassa numerosità è da imputare agli elevati tiranti di deflusso (circa 2 - 3 m e localmente superiori) che hanno comportato la totale distruzione del soprassuolo forestale, nonché alla frequenza di accadimento del fenomeno, che ostacola il raggiungimento di elevate dimensioni degli alberi che sopravvivono. Invece, nella parte mediana e terminale del deposito, le minori pendenze hanno ridotto la forza di impatto del flusso detritico contro le piante causando flessioni o lesioni del tronco. Questi danni di minor entità consentono in molti casi la sopravvivenza degli individui. Infatti, nella parte più energetica (entro 0.8 R, zona collisionale di Figura 9), sono stati osservati un *DBH* medio di 11.9 cm ed un'altezza media di deposito di 0.44 m. Qui, il 18.41% degli alberi aveva *DBH* superiore a 20 cm e spessore del deposito medio di 0.65 m, con un valore massimo di 1.5 m. Lo spessore medio sale a 0.74 m per *DBH* superiore 30 cm (9.14% degli alberi in questa parte del deposito) e fino a 0.85 m per *DBH* superiori a 50 cm (9.14% degli alberi in questa parte del deposito). Invece, nella "zona di frizionale" (oltre 0.8 R, Figura 9) sono stati osservati un maggiore *DBH* medio (17 cm) associato ad basse altezze di deposito (in media pari a 0.30 m). I medesimi *DBH* considerati precedentemente hanno fatto rilevare rispettivamente spessori medi di 0.23 m, 0.21 e 0.36 m.

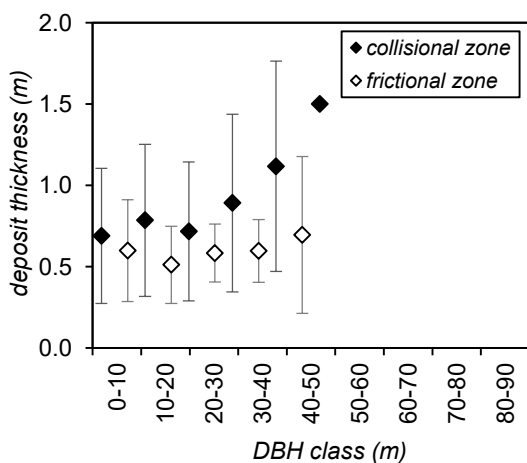
Lungo il torrente Senago, nella parte superiore del deposito elevati spessori di deposito sono stati prodotti da alberi di grandi dimensioni, mentre nella parte terminale la deposizione del sedimento è stata favorita dall'elevata densità di alberi di piccole dimensioni. Nella zona collisionale, sono stati osservati un *DBH* medio di 15.7 cm ed un'altezza media di sedimento di 0.40 m. Qui, circa il 20% degli alberi aveva un *DBH* superiore a 30 cm, mentre, nella zona frizionale, non sono stati trovati alberi con *DBH* superiore a 20 cm. Qui, sono stati osservati bassi *DBH* (in media pari a 4.1 cm) e altezza di sedimento un po' più ridotti (in media pari a 0.38 m). Più in dettaglio, il 97.9% degli alberi presenti nella parte terminale del deposito appartengono alla prima classe diametrica e solo il 2.06% alla seconda classe diametrica.

Ishikawa *et al.* (2003), studiando le interazioni tra foresta e flussi detritici, ha osservato una maggiore ritenzione di sedimento ad opera degli alberi con i diametri maggiori. Nel deposito del rio Somprade, le indagini di campo avvalorano tale conclusione, ovvero che la presenza di alberi di grandi diametri tende a indurre spessori di deposito maggiori, come esposto in Figura 33. Al contrario, nessuna tendenza è stata

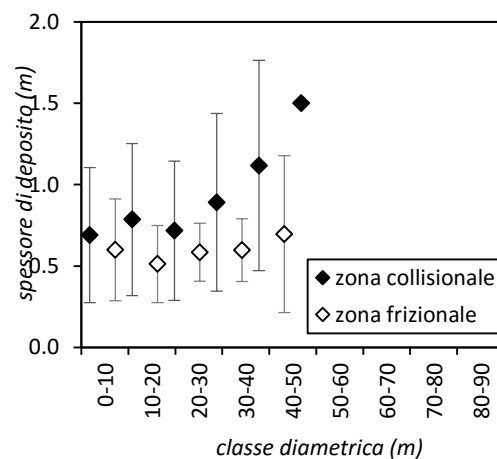
identificata per gli alberi coinvolti nel *debris flow* lungo il rio Senago (Figura 33); questo probabilmente a causa delle caratteristiche specifiche sia del processo (modifica del regime da *debris flow* granulare a *mud flow*) che del tipo di popolamento forestale. Ciò verrà analizzato in dettaglio nelle discussioni generali. In Figura 33b il legame tra *DBH* e lo spessore di sedimento nel caso del deposito di Somprade è diviso per le due zone del deposito in relazione con la cinematica del flusso. La Figura 33b suggerisce che la capacità degli alberi di favorire la deposizione di materiale, la quale cresce all'aumentare della loro dimensione, è più efficace nella zona collisionale, anche se, meno evidente, questo effetto emerge anche nella parte terminale (zona di attrito).



a) Nei due depositi di studio



b) Rio Somprade

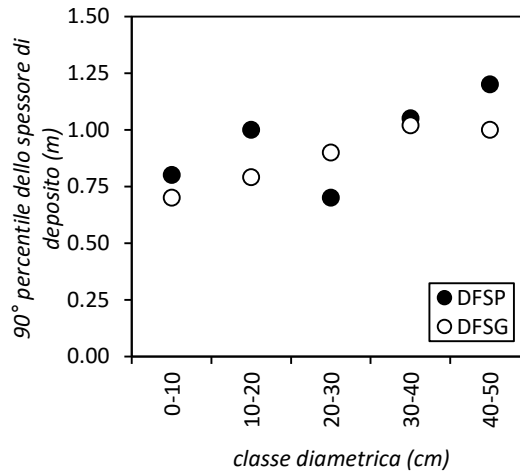


c) Rio Senago

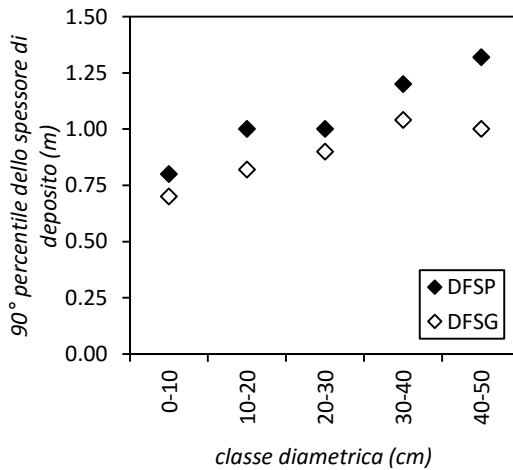
Figura 33. Spessore di deposito medio in funzione al *DBH*: a) nei depositi del rio Somprade e del rio Senago; b) nel sito del rio Somprade e suddiviso per le due zone collisionale e frizionale; c) nel sito del rio Senago e suddiviso per le due zone.

L'indagine sul rapporto tra il *DBH* e gli spessori di deposito è stata approfondita esaminando il 90° percentile della curva di distribuzione di frequenza degli spessori all'interno di ciascuna classe diametrica di 10 cm rilevata in campo (Figura 34). La scelta di utilizzare questo alto percentile è stata fatta ritenendo di catturare in tale modo la fase più attiva del *debris flow* e, di conseguenza, il possibile effetto di *DBH*. Infatti, i danni agli alberi dipendono dalle forze di impatto della colata, che dipendono a loro volta dalla

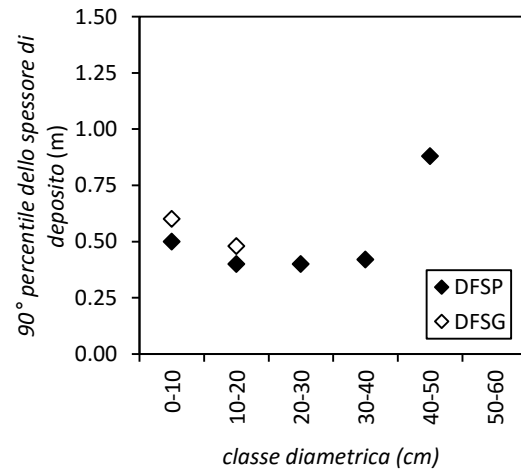
posizione relativa degli alberi rispetto al fronte del *debris flow*. Procedendo in questo modo, anche nel sito Senago può essere osservata una relazione tra *DBH* e spessore di deposito (Figura 37b), anche in questo caso particolarmente evidente nella parte del deposito associato alla massima velocità del flusso (Figura 34b e Figura 34c). Inoltre, l'analisi del 90° percentile suggerisce, in entrambe le aree di studio, che l'effetto dell'aumento del sedimento depositato è scarso per *DBH* superiori a 50 cm. Tale conclusione è indubbiamente dipendente dalla scarsa presenza di alberi rilevati con elevati *DBH*, a causa delle elevate mortalità.



a) in entrambi i depositi di studio



b) Rio Somprade



c) Rio Senago

Figura 34. 90° percentile dello spessore deposito nelle classi diametriche di 10 centimetri; a) per i due depositi di studio; b) per la sola zona collisionale e c) per la sola zona di attrito dei due depositi.

- **La mortalità arborea causata dalle colate detritiche**

L'analisi della mortalità percentuale all'interno delle classi diametrali suggerisce che gli alberi con *DBH* > 20 cm hanno maggiore probabilità di sopravvivere anche quando sono colpiti da un relativamente elevato strato di sedimenti, circa > 0.4 m. Anche se, poiché l'indagine di campo è stata condotta a 2 anni dall'evento la possibilità che alberi di grandi dimensioni muoiano rimane.

In Figura 35 sono stati riportati la distribuzione degli individui arborei morti e vivi coinvolti dal processo di deposizione delle colate detritiche in esame. In entrambi i siti di studio la maggiore mortalità è stata osservata nella classe di *DBH* minore, la quale è stata anche la classe più frequentemente misurata in campo. Sul totale degli alberi coinvolti dalle colate detritiche, a due anni dall'evento sono stati trovati morti, rispettivamente per il rio Somprade e il rio Senago, il 10.4% (109 individui) ed il 4.4% degli individui (23 individui). In particolare, l'89.0% e il 100.0% della mortalità totale è stata osservata all'interno dell'80% della massima *runout*.

Nel sito del rio Somprade, sono stati rilevati 109 alberi morti; il loro *DBH* varia da 2 a 45 ± 8 cm, ai quali corrispondono spessori di deposito che variano da 0.10 m a 1.30 ± 0.31 m. Il *DBH* medio è di 7.8 cm al quale corrisponde un'altezza media di deposito di 0.39 m. Gli individui vivi sono stati 935, il loro *DBH* varia da 1 a $60 \text{ cm} \pm 12 \text{ cm}$ e lo spessore di sedimento da 0.01 m a 1.50 ± 0.34 m. L'altezza di deposito è vicina al valore medio osservato per gli alberi vivi (0.41 m), ma il *DBH* degli alberi morti è il 58.8% di quello osservato per gli alberi vivi.

Nel sito del rio Senago, sono stati rilevati solo 23 elementi morti con *DBH* che varia da 2 a $18 \text{ cm} \pm 4$ cm e spessore di deposito da 0.10 a $0.50 \text{ m} \pm 0.15$ m. Gli individui rilevati vivi sono stati 500 e il loro *DBH* varia da 1 a $92 \text{ cm} \pm 17 \text{ cm}$, mentre lo spessore di deposito varia da 0.05 a $1.80 \text{ m} \pm 0.31$ m. In questo caso, sia lo spessore medio del deposito che il *DBH* medio sono superiori per gli alberi vivi (0.41 m e 13.9 cm) rispetto agli individui morti (0.29 m e 5.5 cm).

L'analisi della mortalità è stata condotta anche osservandone la distribuzione all'interno delle classi diametriche di 10 cm e per intervalli del 20% della massima *runout* (*R*) raggiunta dalle due colate detritiche.

Il deposito del torrente Somprade si caratterizza per l'assenza di alberi vivi o morti rilevati nel primo 20% di *R*; qui il gli alberi presenti sono stati sradicati e trasportati a valle oppure totalmente ricoperti dal sedimento depositatosi. Il 62.07% del totale degli alberi campionati nel sito di Somprade appartengono alla prima classe di *DBH* (da 1 cm a 10 cm) e la maggioranza (62.19% degli alberi presenti della prima classe di *DBH*) si colloca tra 0.6 e 0.8 di *R*. In questa fascia, è stata osservata anche la maggiore mortalità (11.27% degli alberi della prima classe di *DBH*). Nella seconda classe di *DBH* (da 10 a 20 cm) sono presenti il 17.15% del totale degli alberi campionati; questa classe è la più frequente (57.54% del campione totale) nella parte del deposito 0.6 *R* - 0.8 *R*. Nella zona terminale (0.8 *R* - *R*; 26.26% degli alberi in prima *DBH* classe) è stata osservata la più elevata mortalità (3.35% degli alberi nella prima classe di *DBH*). Anche per la terza, la quarta e la quinta classe diametriche, la maggior parte degli alberi (intorno al 54%) sono stati rilevati tra 0.8 *R* e 1 *R*. In queste classi la mortalità è bassa: solo 6 alberi (5.5%) erano morti al momento delle indagini di campo. Da 0.2 *R* a 0.4 *R* e da 0.4 *R* a 0.6 *R* sono stati trovati soltanto il 9.29% e il 12.74% rispettivamente del totale degli individui campionati, composti principalmente da specie di ridotto *DBH*. Inoltre, non sono stati trovati alberi morti con *DBH* superiore a 20 cm nell'ultima fascia del deposito (0.8 *R* - *R*), ad eccezione di un solo individuo, mentre sono stati trovati solo due individui con *DBH* superiore a 50 cm cresciuti nelle fasce da 0.4 *R* - 0.6 *R* e 0.8 *R* - *R*.

Per quanto riguarda il deposito del rio Senago, la prima classe diametrica (da 1 cm a 10 cm) è la più frequente (67.11% del totale degli alberi campionati) e si colloca principalmente tra 0.6 *R* e 0.8 *R* (50.43% degli alberi presenti nella prima classe di *DBH*). La presenza di questa classe è ancora alta nella parte terminale, considerando che è sporadica nella fascia 0.4 *R* - 0.6 *R* dove si trova solo il 12.54% degli alberi appartenenti alla prima classe di *DBH*. Gli alberi morti al momento dei rilievi erano molto pochi (solo il 5.70% di tutti gli alberi censiti). Questi appartengono alle classi di *DBH* più piccole (*DBH* < 30 cm) e si trovano principalmente nella fascia 0.6 *R* - 0.8 *R*. Pertanto, è possibile affermare che per l'evento del rio Senago gli alberi siano stati soggetti ad impatti di forza inferiore rispetto a quelli originati dall'evento del

rio Somprade. Infatti, nel deposito del rio Senago solo 2 alberi morti avevano dimensione maggiore e appartenevano alla seconda classe di *DBH*, la quale rappresenta il 9.94% del totale degli alberi campionati. Questi sono collocati abbastanza omogeneamente tra 0.2 *R* e 0.8 *R* con una tendenza all'aumento procedendo verso valle. Il 18.93% del totale degli alberi coinvolti nel *debris flow* ha *DBH* tra 20 e 50 cm, mentre il 4.02% superiore a 50 cm. Nella fascia terminale invece non sono stati trovati individui con *DBH* superiore a 20 cm, inoltre in questa fascia tutti gli individui erano vivi al momento dei rilievi. Il maggiore *DBH* è stato misurato tra 0.6 *R* e 0.8 *R*.

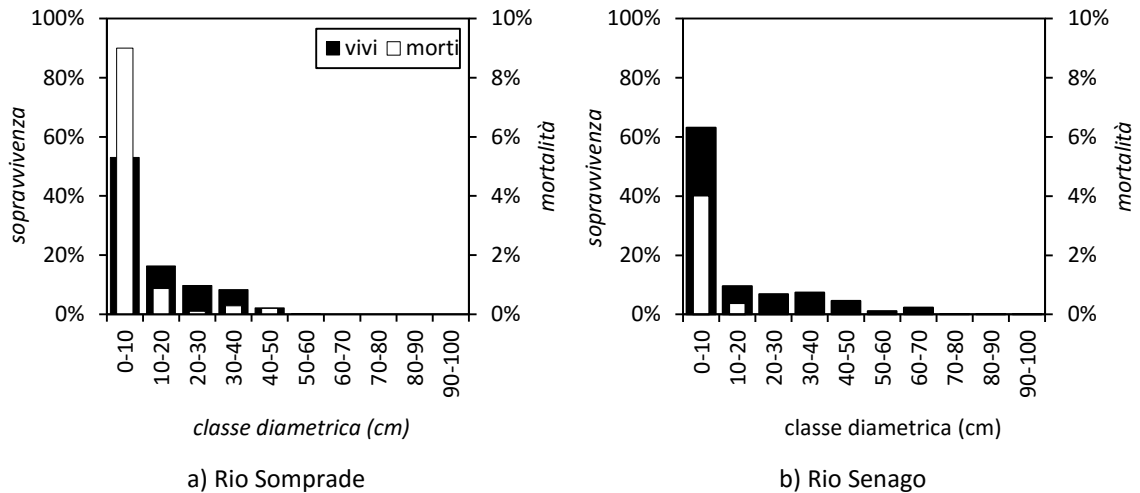
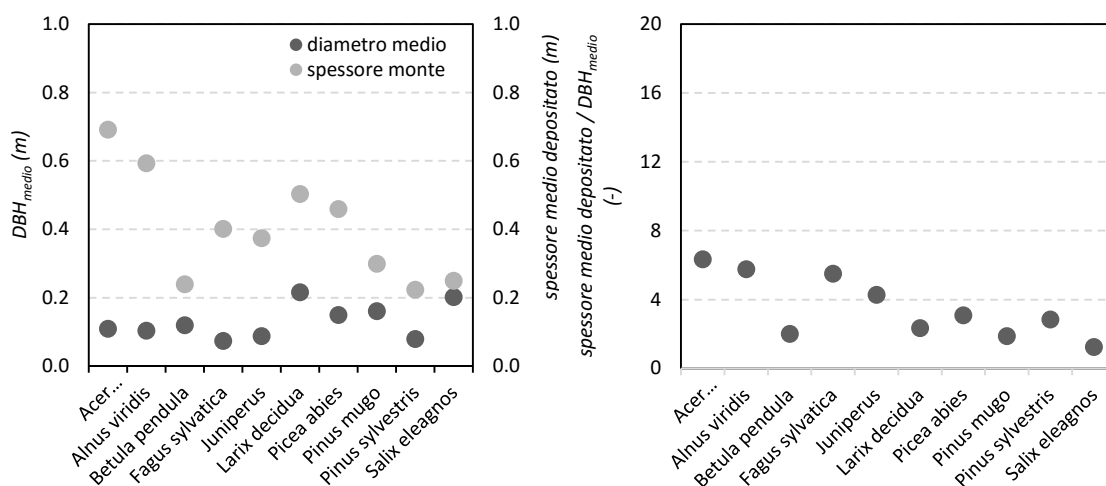


Figura 35. Mortalità degli alberi coinvolti nei *debris flow* di studio nelle classi diametriche di 10 cm.

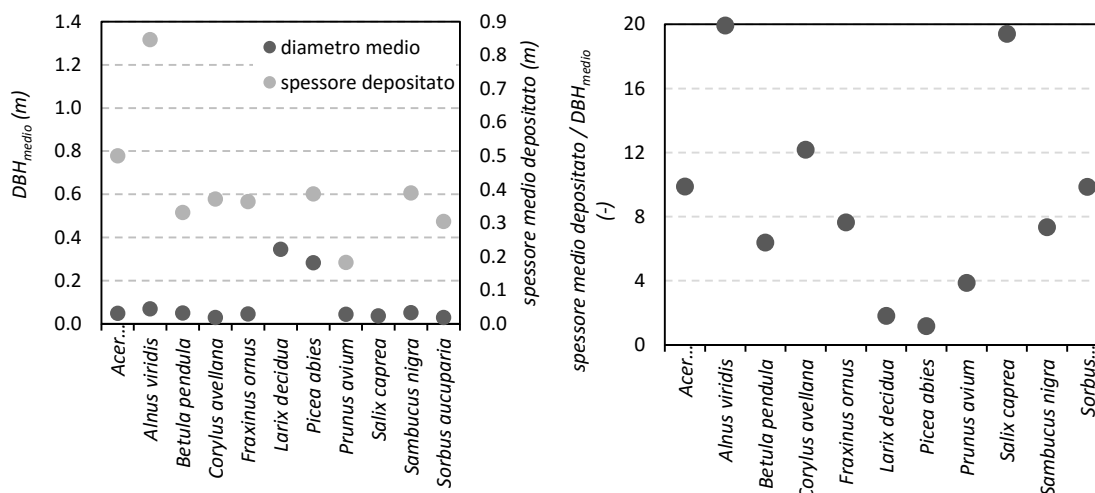
- **Analisi degli effetti reciproci tra componente arborea e colate detritiche: specie e capacità di soppressione del *debris flow***

Allo scopo di investigare la capacità delle diverse specie di sopprimere il movimento dei *debris flow* è stato esaminato il rapporto tra lo spessore di sedimenti medio e il *DBH* medio di ciascuna specie. Va precisato che in tal modo non si tiene conto della densità degli individui la quale riveste un importante ruolo, come verrà discusso in seguito.

La Figura 36a e la Figura 36b mostrano per ciascuna delle specie campionate lo spessore medio di deposito misurato a monte delle piante e il rispettivo *DBH* medio. A parità di *DBH*, specie come l'*Alnus viridis* o il salice hanno indotto la formazione di spessori di deposito maggiori in entrambi i siti di indagine. Questo potrebbe essere spiegato da un insieme di fattori tra i quali la maggior abbondanza di queste specie, l'alta capacità pollonifera, la maggiore resistenza/resilienza ai fenomeni di disturbo, l'elevata capacità competitiva,



a) Rio Somprade



b) Rio Senago

Figura 36. A sinistra: diametro medio e spessore medio di deposito per specie; a destra: rapporto tra spessore medio del materiale depositato e diametro medio per specie.

- Analisi del ruolo dell'effetto della componente arbustiva nella soppressione delle colate detritiche

Dal rilievo del soprassuolo forestale nell'area DF di Somprade sono stati inoltre classificati 42 specie con portamento arbustivo e 16 gruppi di alberi ad alta densità (pari al 4.8% del totale delle piante rilevate), identificati come membri delle seguenti specie: *Juniperus*, *Pinus mugo* e *Salix alba*. Questi sono stati trovati nella parte inferiore del deposito. Durante le indagini di campo sono stati misurati sia lo spazio occupato dai rami a livello del suolo (circa a 0.30 - 0.40 m sopra il terreno) e gli spessori di deposito indotto. La larghezza, perpendicolare alla direzione di deflusso, occupata dalle specie arbustive varia da 0.50 a 1.70 m (valore medio pari a 0.83 m e deviazione standard pari a 0.35 m), mentre lo spessore del deposito indotto varia da 0.10 a 1.20 m (valore medio pari a 0.30 m e deviazione standard pari a 0.26 m). L'area planimetrica riempita dai gruppi ad alta densità varia da 1 a 10 m² (valore medio pari a 3.45 m² e deviazione standard pari a 2.83 m² media), mentre lo spessore del deposito varia da 0.20 a 1.60 m (valore

medio pari a 0.45 m e deviazione standard pari a 0.55 m). Le specie arbustive hanno agito durante la fase di deposizione del processo come un rastrello inducendo la soppressione del movimento del flusso detritico attraverso una separazione delle due fasi: liquida e solida. Inoltre, nonostante l'impatto del *debris flow* abbia prodotto danni alla vegetazione, il grado medio-basso del danno stesso e l'alta resistenza e resilienza di queste specie ai fenomeni di disturbo non hanno causato una rilevante mortalità. Un effetto simile è stato svolto dai gruppi di piante ad alta densità (Figura 37b). Anche in questo caso si è osservata la deposizione di sedimento nella parte a monte e laterale dell'area colpita e l'assenza di sedimento nella zona centrale di ciascun gruppo. Alberi sul confine avevano più piccolo *DBH*, mentre superiore *DBH* sono stati registrati nelle aree interne.



a) Accumulo di sedimento dietro singolo albero



b) Accumulo di sedimento dietro gruppo di alberi

Figura 37. Sedimento depositato dietro ai tronchi dal *debris flow* nelle due aree di studio. a) Accumulo di massi e legname dietro un singolo tronco nel deposito del rio Senago. b) Accumulo di massi dietro ad un gruppo di alberi ad alta densità e modesto *DBH* nel deposito del rio Somprade.

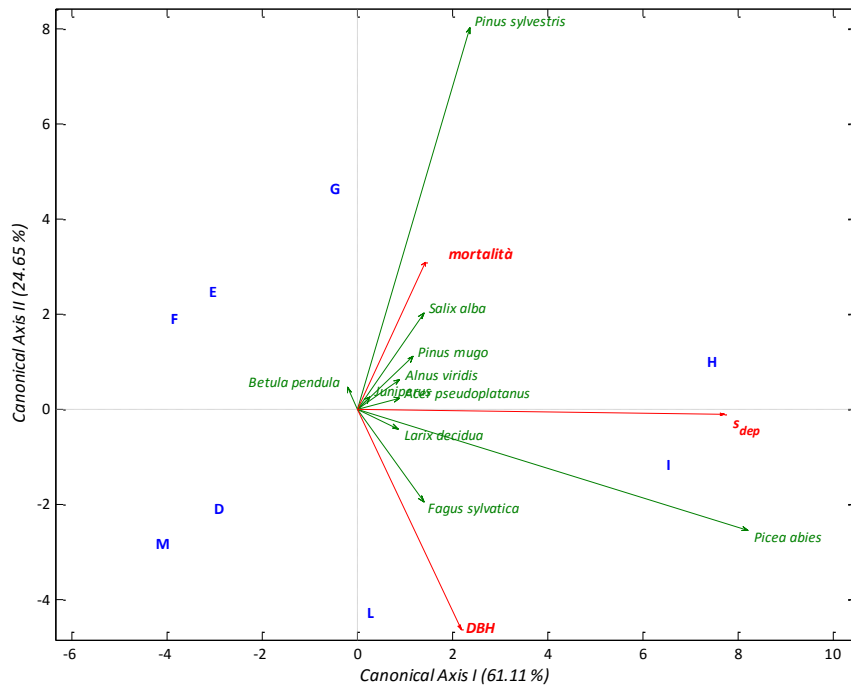
- **Analisi di ridondanza delle variabili investigate**

I risultati dell'analisi di ridondanza (*RDA*) per i siti del rio Somprade e del rio Senago sono risultati significativi, con un livello di significatività del 10%, con un *p-value* rispettivamente di 0.003 e di 0.095. Le tre variabili esplicative indagate spiegano nel caso del rio Somprade l'87% (R^2 adattato del 75%) della variazione nella distribuzione delle specie e dei relativi *DBH* medio e spessore di deposito lungo il conoide alluvionale nella parte interessata dalla colata detritica, mentre nel caso del rio Senago solo il 53% (R quadro aggiustato del 30%).

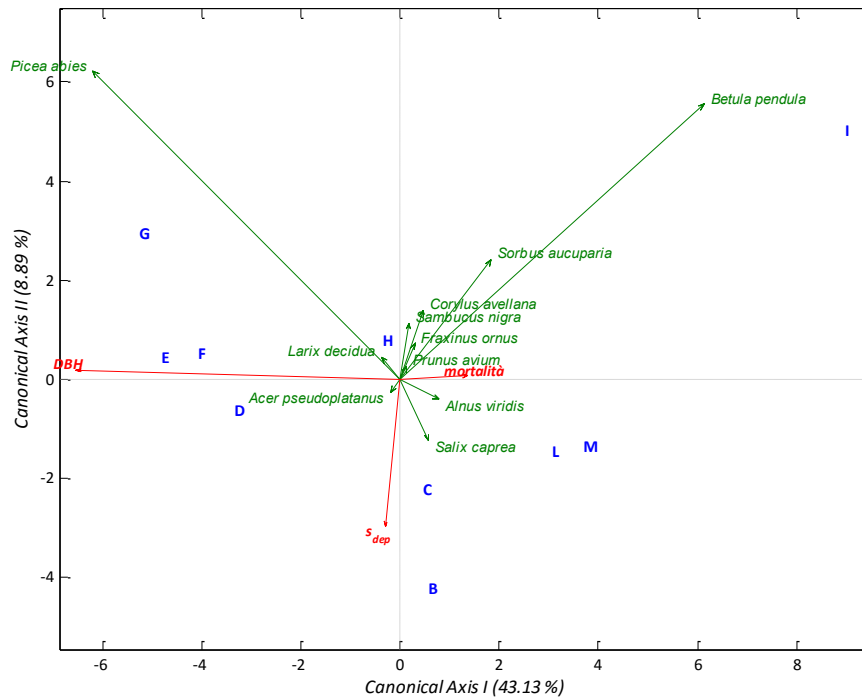
In dettaglio, per il sito di Somprade, il test di permutazione ha stabilito che lo spessore del deposito (*p-value* = 0.0020) e il *DBH* medio (*p-value* = 0.0010) sono i fattori più significativi nella descrizione della distribuzione delle specie all'interno del deposito. Nel *bi-plot* dell'*RDA* (Figura 38a) la correlazione è espressa dall'ampiezza degli angoli tra le variabili (Borcard, 2006) e si osserva che gli spessori di deposito maggiori sono stati misurati nella fascia tra 0.6 - 0.8R (H e I), mentre i minori nella fascia 0.2 - 0.5 della *runout* totale R (D e e F) e nella fascia 0.9 - 1.0 R (M). La mortalità maggiore è stata osservata più

frequentemente nella fascia G (0.5 - 0.6 R) e per le specie di pino silvestre, il quale, con l'abete rosso è anche la specie più presente e salice. Mentre la minor mortalità si riscontra nelle fasce 0.8 - 1.0 R e 0.2 - 0.3 R tra le specie di abete rosso e faggio. I maggiori DBH si collocano invece nella fascia 0.8-1.0R e sono stati misurati per il faggio, mentre la betulla, trovata soprattutto nella parte medio/alta del deposito (0.3 - 0.6 R), ha il minor DBH medio. Inoltre, il *bi-plot* suggerisce che gli spessori di deposito maggiori siano stati indotti dalla presenza di specie con maggiore DBH e siano responsabili della maggiore mortalità delle piante. È anche confermata la maggiore capacità di resistenza/resilienza all'impatto del *debris flow* per le specie con maggiore diametro. È importante sottolineare che la ridotta numerosità delle specie nel primo terzo del deposito è da ricondurre all'elevato potere distruttivo dell'alto fronte detritico che sommerso le piante presenti impedendone il rilevamento.

Anche per il *debris flow* del sito del rio Senago, il test di permutazione ha individuato lo spessore del deposito ($p\text{-value} = 0.0001$) e il DBH medio ($p\text{-value} = 0.0001$) come i fattori più significativi nella descrizione della distribuzione delle specie all'interno del deposito. Le specie maggiormente presenti sono l'abete rosso, in particolare nella fascia 0.3 - 0.6R e la betulla, nella fascia (I). Nel *bi-plot* dell'*RDA* (Figura 38b) si osserva la forte correlazione negativa tra DBH medio e mortalità, che non era emersa dalle analisi precedenti, a differenza del deposito del *debris flow* più granulare, non vi è alcuna relazione tra queste due variabili (DBH e mortalità) e lo spessore medio di deposito, il quale quindi non sembra dipendere dai diametri delle piante. Gli spessori di depositi maggiori sono stati misurati entro il 20% di R, mentre quelli minori nella parte fascia centrale (0.6 - 0.7 R) dove si è osservata anche un'abbondante presenza di sambuco e nocciolo. Nella fascia 0.2 - 0.6 R sono stati osservati i DBH maggiori nonché la minor mortalità delle specie, mentre la maggior mortalità si colloca nella parte più distale del deposito ($> 0.7 R$), non associata ad una specie in particolare, ma dove sono stati osservati anche i DBH medi minori. Concludendo, le forze di impatto di un *debris flow* fangoso non sono tali da causare danni rilevanti ad un popolamento forestale maturo per le ridotte velocità in gioco. Infatti, l'energia cinetica di un masso di diametro di 1.2 m che si muove ad una velocità di 5 m s^{-1} è pari a circa 75 kJ e può essere efficacemente dissipata, applicando la relazione di potenza [74], da una pianta con DBH $> 0.18 \text{ m}$, oppure per DBH $>$ di 0.27 m se le velocità salgono ad 8 m s^{-1} .



a) Rio Somprade



b) Rio Senago

Figura 38. Bi-plot dell'analisi di ridondanza (RDA): il grafico mostra le relazioni tra le variabili di risposta rappresentate dalla numerosità delle specie all'interno del deposito detritico suddiviso in fasce di 0.1R e tre variabili esplicative (spessore di deposito medio, DBH medio e mortalità media).

2.2.2. INDAGINE SULL'EFFETTO DI PROTEZIONE DALLE COLATE DETRITICHE OFFERTO DA DUE DIVERSE FORME DI GOVERNO ATTRAVERSO LE PROVE DI LABORATORIO A SCALA RIDOTTA

L'esperienza di laboratorio è stata condotta assumendo una pendenza media del canale di 20° e del piano di deposizione di 3° e configurando tre scenari sul piano di deposito:

1. l'assenza di elementi (prove libere, no elementi),
2. la presenza di elementi verticali rigidi per la simulazione della presenza di un popolamento forestale governato a fustaia (fustaia) e
3. la presenza di gruppi di elementi flessibili, per la simulazione della presenza di un popolamento forestale governato a ceduo (ceduo).

Gli effetti degli elementi sui *debris flow* sono state esaminate per 4 concentrazioni volumetriche solide (C_v): 0.45, 0.50, 0.55 e 0.60. Le prove sono state ripetute tre volte per il primo scenario e due per il secondo e il terzo scenario, per un totale di 29 prove (una prova del primo scenario è stata ripetuta 4 volte). Al termine di ciascuna prova sono stati misurati i principali parametri morfometrici del deposito: la massima *runout* (R), la massima larghezza (W) e il massimo spessore di deposito (s). Inoltre, è stato pesato il materiale depositato (V_{dep}) e quello rimasto all'interno del serbatoio di accumulo e lungo il canale di scorrimento (V_{res}). Dalle foto dei depositi è stata ricostruita la forma e misurata l'area inondata dei depositi (A). Infine, lo spessore medio di deposito (s_{medio}) è stato calcolato come rapporto tra V_{dep} e A , mentre il rapporto di mobilità del *debris flow* (H/L) è stato calcolato come rapporto tra la perdita di quota (H) e la lunghezza totale percorsa (L) entrambe valutate in funzione del baricentro di massa del volume depositato. Ciascuna prova è stata registrata con una telecamera ed i filmati ottenuti sono stati impiegati per la misura delle velocità del flusso detritico medie lungo la canaletta (U_{can}) e di uscita dalla canaletta (U_{outlet}). La velocità media di deposito è stata calcolata come un terzo della componente parallela al piano di deposito di U_{outlet} . Questo ipotizzando che la componente normale della velocità del *debris flow* all'uscita della canaletta sia dissipata per il brusco cambio di pendenza che si verifica nel passaggio dall'uscita dalla canaletta al piano di deposito e moto uniformemente decelerato e di conseguenza un profilo longitudinale delle velocità triangolare. Una panoramica delle caratteristiche morfologiche misurate al termine di ogni prova e la velocità media di deposizione (U_{dep}) sono elencate in Tabella 25.

- Il comportamento dei *debris flow* e le caratteristiche morfologiche dei depositi

La miscela di acqua e sedimento rilasciata dal serbatoio di carico è andata a depositarsi sul piano di raccolta assumendo una forma semiellittica, sempre più allungata all'aumentare del contenuto idrico (Figura 40 e Figura 41). La presenza o meno di elementi verticali sul piano di raccolta e il tipo di elementi hanno prodotto forme deposizionali diverse tra loro (Figura 40 e Figura 41). In generale, le prove con il piano di deposito libero hanno condotto a depositi più lunghi associati a spessori del materiale più omogenei, mentre le prove con elementi hanno prodotto *runout* più brevi e larghezze massime e spessori massimi di deposito maggiori. In particolare, tali effetti sono stati più marcati per le prove con la configurazione a ceduo per le quali l'effetto di contenimento del *debris flow* operato appare più evidente e inversamente proporzionale al contenuto idrico della miscela (Figura 39). La configurazione a fustaia invece ha avuto un effetto di riduzione generalmente più ridotto rispetto allo scenario a ceduo e più evidente per le prove con maggiore contenuto idrico. Inoltre, per queste prove è stato osservato che le viti hanno operato una ritenzione ed una segregazione del materiale grossolano inducendo così arresti selettivi e spessori di deposito localmente superiori (Figura 39a e Figura 39b). Questo comportamento è stato osservato anche per tutte le prove effettuate per la configurazione a ceduo, ma con un'intercettazione del materiale più omogenea tra gli elementi che ha prodotto uno strato di deposito più omogeneo (Figura 39c e Figura 39d).

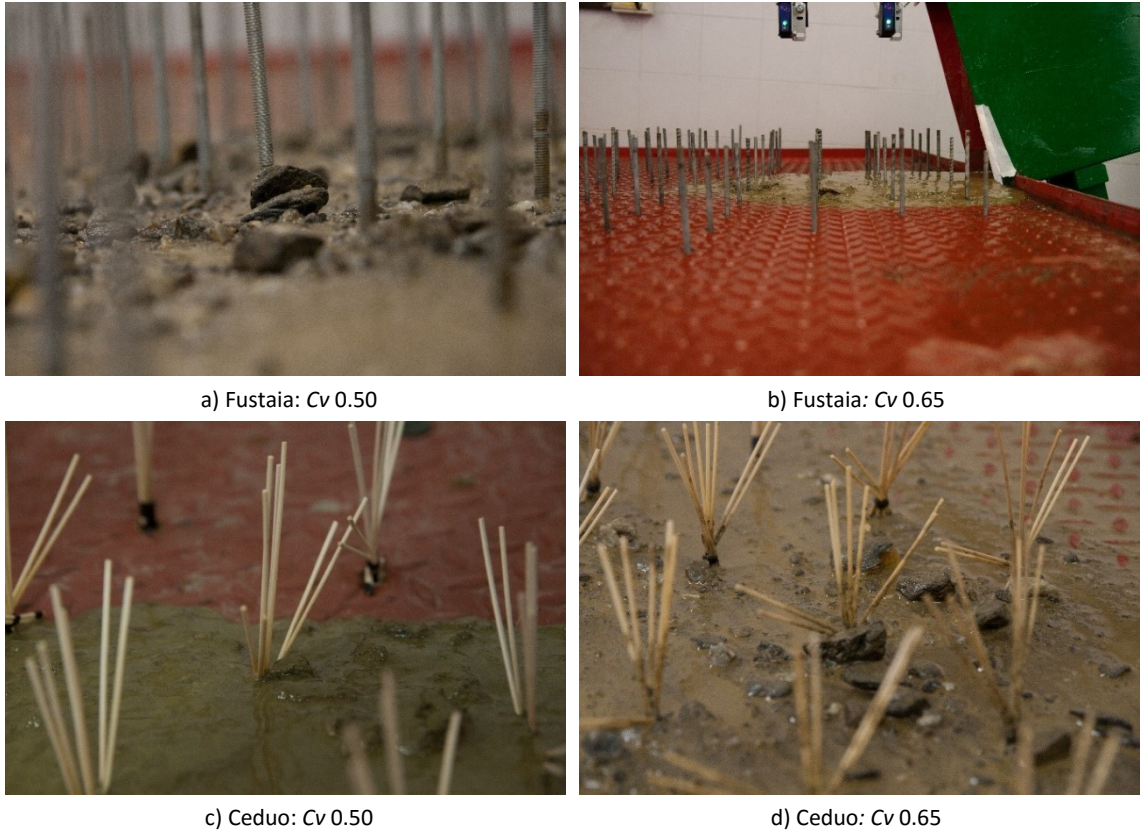


Figura 39. Particolari dei depositi per i due scenari con elementi: a) scenario 'fustaia' Cv = 0.50; b) scenario 'fustaia' Cv = 0.65; c) scenario 'ceduo' Cv = 0.50; d) scenario 'ceduo' Cv = 0.65.

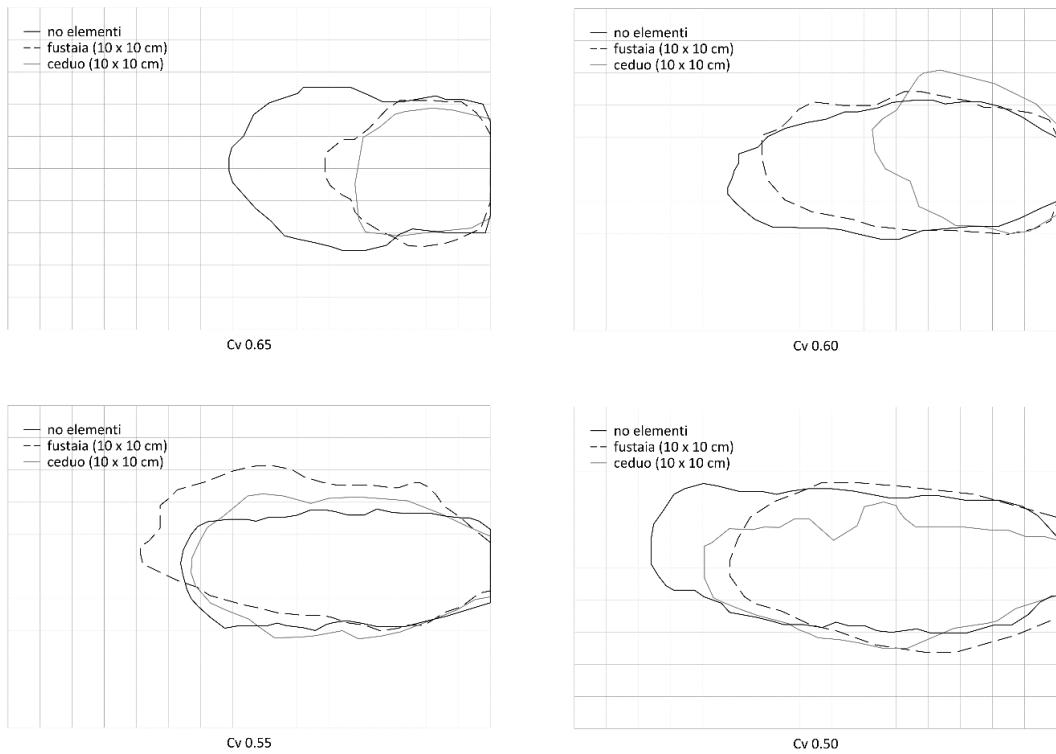


Figura 40. Risultati delle prove sperimentali: effetto dello scenario di simulazione sulle 4 concentrazioni solide simulate.

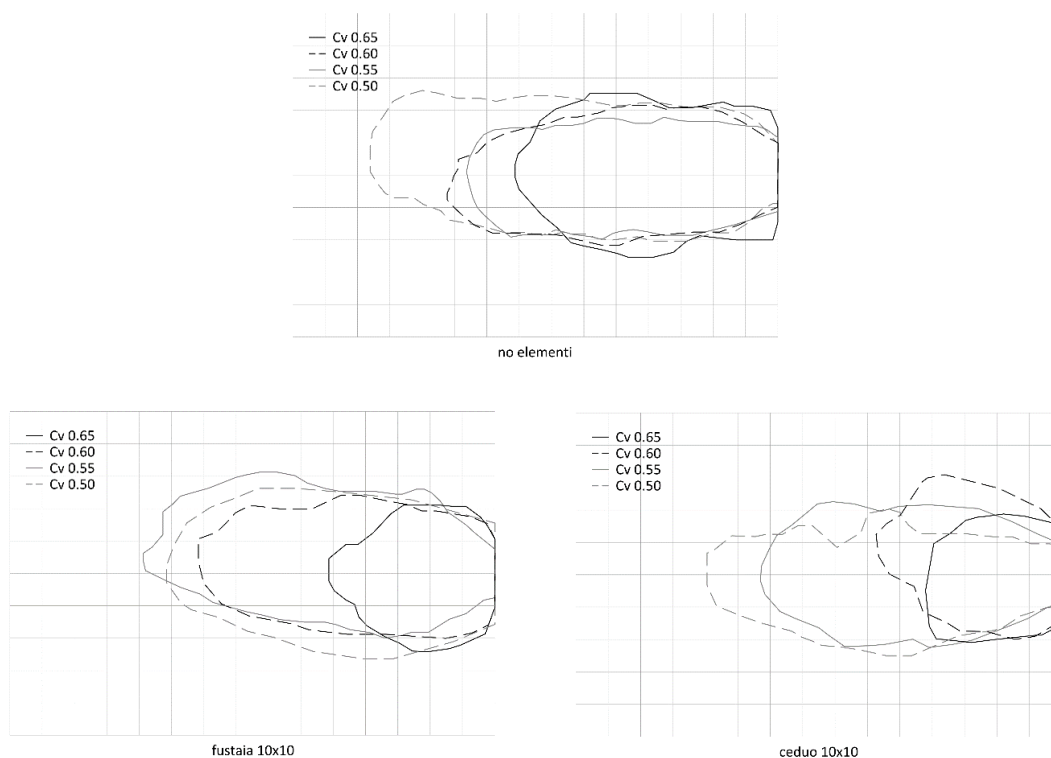


Figura 41. Risultati delle prove sperimentali: effetto della concentrazione volumetrica solida sui 3 scenari simulati.

La rappresentazione grafica sotto forma di *box-plot* (Figura 42) dei dati riportati in Tabella 14 conferma una tendenza al cambiamento delle principali caratteristiche geometriche dei depositi tra gli scenari riprodotti. Mediamente si assiste ad una diminuzione di R e A passando dalla configurazione priva di elementi, a quella con elementi simulanti un bosco d'alto fusto, a quella con elementi simulanti un bosco ceduo. Invece, s_{max} e H/L evidenziano una tendenza all'aumento. Anche per W aumentando e s_{medio} diminuendo la presenza di elementi sul piano di arresto sembra rivestire un ruolo, ancora una volta più chiaro per la configurazione a ceduo, anche se non così evidente come per gli altri parametri indagati.

Al fine di verificare se esistono differenze statisticamente significative tra i parametri morfometrici dei depositi prodotti dai 3 diversi scenari è stato effettuato il test di Mann-Whitney (U test), il quale è l'analogo test non parametrico del t di *Student* per campioni indipendenti ed è uno dei test statistici non parametrici più potenti per verificare se due gruppi indipendenti appartengono o meno alla stessa popolazione. Va sottolineato che le differenze di A possono essere mascherate dall'effetto congiunto di una maggiore *runout* e una minore larghezza dei depositi che sono state osservate all'aumentare della concentrazione volumetrica. Per questo motivo è stato introdotto nelle analisi statistiche anche il rapporto di forma W/R .

Gli esiti del test, condotti adottando un livello di significatività del 90% ($\alpha = 0.1000$) e riportati in Tabella 25, mostrano che la configurazione a ceduo differisce significativamente dallo scenario privo di elementi per le variabili R , W , H/L e W/R poiché il p -value del test è stato minore del livello di significatività scelto. La configurazione a fustaia differisce invece solamente per le variabili W e W/R dallo scenario privo di elementi, nonostante anche lo s_{medio} è risultato molto vicino alla significatività (p -value = 0.1012). Inoltre, non è stata osservata alcuna differenza statisticamente significativa tra lo scenario a fustaia e quello a ceduo per tutte le variabili analizzate. Il test conferma quindi che la presenza di elementi sul piano di

deposito ha prodotto depositi che geometricamente differiscono dalle prove eseguite con il piano di deposito libero.

L'elevata dispersione delle variabili considerate suggerisce però di analizzare gli effetti della presenza degli elementi senza trascurare l'effetto della concentrazione volumetrica solida della miscela.

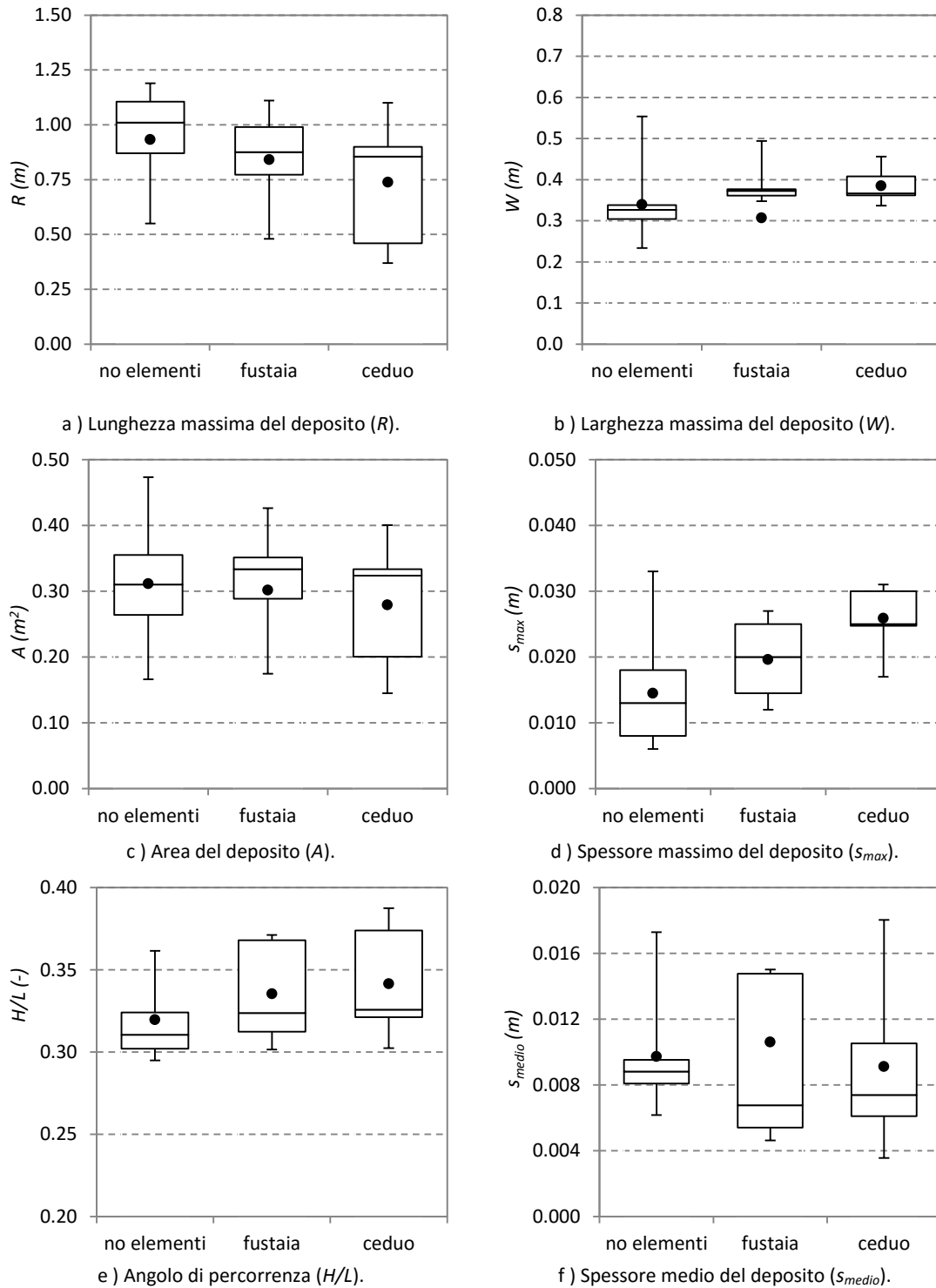


Figura 42. Box-plot di alcune delle variabili geometriche misurate in seguito alle prove effettuate.

Tabella 25. Panoramica delle caratteristiche morfologiche dei depositi misurate al termine di ciascuna prova e della velocità media di deposito minimo per le 3 configurazioni del piano di deposito.

ID	scenario	Cv (-)	R (m)	W (m)	A (m ²)	S _{max} (m)	S _{medio} (m)	H/L (-)	U _{dep} (m s ⁻¹)
1	no elementi	0.50	1.180	0.440	0.385	0.006	0.273	0.273	0.273
2	no elementi	0.55	1.010	0.450	0.308	0.008	0.200	0.200	0.200
3	no elementi	0.60	0.930	0.340	0.259	0.018	0.154	0.154	0.154
4	no elementi	0.65	0.580	0.390	0.166	0.020	0.074	0.074	0.074
5	no elementi	0.50	1.130	0.420	0.264	0.017	0.261	0.261	0.261
6	no elementi	0.55	1.050	0.390	0.342	0.011	0.207	0.207	0.207
7	no elementi	0.60	1.020	0.350	0.310	0.008	0.165	0.165	0.165
8	no elementi	0.65	0.600	0.345	0.332	0.033	0.087	0.087	0.087
9	no elementi	0.50	1.190	0.420	0.473	0.010	0.275	0.275	0.275
10	no elementi	0.55	1.105	0.410	0.363	0.008	0.255	0.255	0.255
11	no elementi	0.60	0.870	0.380	0.355	0.013	0.144	0.144	0.144
12	no elementi	0.65	0.550	0.370	0.181	0.020	0.064	0.064	0.064
13	no elementi	0.60	0.905	0.355	0.306	0.016	0.149	0.149	0.149
		<i>minimo</i>	0.550	0.340	0.166	0.006	0.006	0.275	0.064
		<i>massimo</i>	1.190	0.450	0.473	0.033	0.017	0.333	0.275
		<i>media</i>	0.932	0.389	0.311	0.014	0.010	0.297	0.178
		<i>deviazione standard</i>	0.225	0.037	0.082	0.007	0.003	0.021	0.075
14	fustaia	0.55	1.050	0.460	0.394	0.015	0.303	0.303	0.303
15	fustaia	0.60	0.970	0.410	0.337	0.012	0.224	0.224	0.224
16	fustaia	0.65	0.510	0.430	0.180	0.025	0.074	0.074	0.074
17	fustaia	0.55	1.110	0.440	0.426	0.013	0.321	0.321	0.321
18	fustaia	0.60	0.860	0.410	0.325	0.016	0.142	0.142	0.142
19	fustaia	0.65	0.480	0.400	0.175	0.027	0.062	0.062	0.062
28	fustaia	0.50	0.860	0.470	0.425	0.012	0.166	0.166	0.166
29	fustaia	0.50	0.890	0.450	0.330	0.014	0.206	0.206	0.206
		<i>minimo</i>	0.480	0.400	0.175	0.012	0.005	0.281	0.062
		<i>massimo</i>	1.110	0.470	0.426	0.027	0.015	0.341	0.321
		<i>media</i>	0.841	0.434	0.324	0.017	0.008	0.305	0.187
		<i>deviazione standard</i>	0.232	0.026	0.099	0.006	0.004	0.022	0.096
20	ceduo	0.65	0.430	0.400	0.145	0.025	0.055	0.055	0.055
21	ceduo	0.55	0.890	0.400	0.329	0.012	0.171	0.171	0.171
22	ceduo	0.60	0.830	0.360	0.333	0.015	0.160	0.160	0.160
23	ceduo	0.50	0.930	0.430	0.334	0.010	0.269	0.269	0.269
24	ceduo	0.50	1.100	0.430	0.400	0.010	0.254	0.254	0.254
25	ceduo	0.55	0.880	0.450	0.319	0.011	0.169	0.169	0.169
26	ceduo	0.60	0.470	0.420	0.214	0.021	0.078	0.078	0.078
27	ceduo	0.65	0.370	0.520	0.158	0.025	0.053	0.053	0.053
		<i>minimo</i>	0.370	0.360	0.145	0.010	0.004	0.282	0.053
		<i>massimo</i>	1.100	0.520	0.400	0.025	0.018	0.355	0.269
		<i>media</i>	0.738	0.426	0.279	0.016	0.009	0.316	0.151
		<i>deviazione standard</i>	0.273	0.047	0.094	0.007	0.005	0.028	0.084
		<i>minimo</i>	0.370	0.340	0.145	0.006	0.004	0.275	0.053
		<i>massimo</i>	1.190	0.520	0.473	0.033	0.018	0.355	0.321
		<i>media</i>	0.853	0.412	0.306	0.016	0.009	0.305	0.173
		<i>deviazione standard</i>	0.246	0.041	0.089	0.007	0.004	0.024	0.082

Tabella 26. Valori del *p-value* del test non parametrico di Mann-Whitney per le variabili morfometriche misurate al termine di ciascuna prova di laboratorio. L'asterisco indica la significatività del test con un livello del 90%.

	<i>p-value</i>						
	<i>R</i>	<i>W</i>	<i>A</i>	<i>S_{max}</i>	<i>S_{medio}</i>	<i>H/L</i>	<i>W/R</i>
<i>no elementi vs fustaia</i>	0.2046	0.0150*	0.5870	0.4037	0.1012	0.2180	0.0390*
<i>no elementi vs ceduo</i>	0.0596*	0.0695*	0.5870	0.4240	0.2584	0.0646*	0.0225*
<i>fustaia vs ceduo</i>	0.3439	0.4589	0.2701	0.4589	0.7504	0.3439	0.6365

L'indagine è stata condotta inizialmente attraverso l'osservazione dei *trend* ottenuti dall'interpolazione lineare dei valori misurati per ciascuna *Cv* e per ciascuno scenario (Figura 43). Successivamente, per avvalorare tali osservazioni, è stata condotta un'analisi statistica.

Aumentando la fase solida della miscela si assiste ad un trend simile e discendente di *R* nelle due configurazioni a piano di deposito libero e a ceduo (coefficienti angolari *a* rispettivamente di -3.73 e -4.16); nel secondo caso però la retta è traslata verso il basso, infatti i valori sono inferiori per tutte le *Cv*. La fustaia invece opera una diminuzione di *R* meno decisa (*a* = -2.61; Figura 43a) ed aumentando la *Cv*, *R* si attesta sui valori osservati in assenza di elementi. I valori medi suggeriscono una riduzione di *R* in presenza di elementi rispetto allo scenario senza elementi che varia dal 2.7% (*Cv* = 0.60) al 25% (*Cv* = 0.50) nello scenario fustaia e da 13.0% (*Cv* = 0.50) al 30.9% (*Cv* = 0.60) nel ceduo. Mentre per le *Cv* di 0.55 per la fustaia le *runout* sono state superiori alla configurazione priva di elementi. Le larghezze massime del deposito *W* mostrano un tasso di decremento all'aumentare della *Cv* simile per le prove libere e per la configurazione a fustaia (rispettivamente *a* = -0.35 e *a* = -0.49) per il minor allagamento della colata che si verifica durante la deposizione del materiale che rimane più accorpato. Ciononostante la retta della fustaia si colloca sopra a quella tracciata per le prove libere a dimostrare le maggiori *W* indotte dall'ostacolo offerto dagli elementi. Il ceduo, intercettando un maggior quantitativo di materiale per tutte le *Cv* testate ha fatto osservare una relativa invarianza di *W* per le 4 *Cv* testate, con una modesta tendenza all'aumento (*a* = 0.11). Quindi, nonostante entrambe le configurazioni con gli elementi abbiano prodotto *W* generalmente e mediamente superiori alle prove libere, è il ceduo la configurazione che riveste un ruolo più significativo nel modificare la morfologia del deposito operando un cambiamento di tendenza. I trend di *A* (Figura 43c) hanno fatto osservare nelle configurazioni a fustaia e a ceduo una diminuzione all'aumentare della *Cv* con tassi analoghi (*a* rispettivamente di -1.36 e -1.40), ma tra i due scenari è lo scenario a fustaia che ha fatto osservare mediamente aree di deposito maggiori. Anche per le prove senza elementi la tendenza è alla diminuzione, ma con un tasso più contenuto (*a* = -0.93). Nello specifico, i valori medi indicano che la fustaia è stata in grado di indurre una riduzione di *A* rispetto allo scenario privo di elementi solo per la *Cv* di 0.65 e pari al 21.7%, mentre il ceduo ha fatto osservare una riduzione di *A* per tutte le *Cv* da un minimo dell'1.8% per la *Cv* di 0.50 ad un massimo di 33.2% per la *Cv* di 0.65. Anche per la *Cv* di 0.60 si è osservata riduzione apprezzabile pari all'11.1%.

Tutte le configurazioni testate hanno mostrato un aumento dello spessore massimo depositato *S_{max}* al diminuire del contenuto idrico della miscela (Figura 43d). In particolare, mentre per le miscele a più alto tenore idrico è lo scenario a fustaia che ha indotto *S_{max}* maggiori, aumentando la fase liquida è la configurazione a ceduo che ha portato alla formazione di *S_{max}* superiori. Incrociando questi risultati con le osservazioni dei depositi, ciò si spiega con l'effetto di segregazione granulometrica prodotta per le basse *Cv* dagli elementi verticali che simulano la fustaia. Infatti, nonostante tale effetto sia stato osservato anche per gli elementi che simulano il ceduo, la maggiore aree di intercettazione offerta si traduce in spessori più uniformi e quindi minori *S_{max}* locali e maggiori *S_{medio}*, come già emerso in precedenza. Osservando i valori medi si nota che la presenza di elementi ha prodotto *S_{max}* sempre superiori alle prove prive di elementi: la fustaia ha fatto registrare valori medi che variano, in termini percentuali, da un minimo del

6.8% per la C_v di 0.65 ad un massimo del 55.6% per la C_v di 0.55, mentre la configurazione a ceduo ha condotto a spessori sempre superiori rispetto la prova libera, dal 2.7% della C_v di 0.65 al 38.5% della C_v di 0.60, ad esclusione della C_v di 0.50 che ha fatto osservare un s_{max} inferiore del 9.1%. Il trend dello spessore medio (Figura 43f) conferma le considerazioni precedenti sulla maggiore e più diffusa capacità di intercettazione del ceduo che, per le alte C_v , si traduce in elevati s_{medio} , superiori alle prove libere di circa 23.76%. Per le basse C_v invece è la configurazioni priva di elementi che conduce a s_{medio} maggiori. Ciò, incrociato con le osservazioni precedenti su s_{max} , suggerisce una maggiore uniformità dello strato di miscela depositata.

- **Effetto del contenuto idrico sulla *runout***

La principale evidenza degli esperimenti di laboratorio riguarda l'effetto congiunto del tipo di gestione forestale ipotizzata sul piano di arresto e della concentrazione della miscela sulle caratteristiche morfometriche del deposito.

Proseguendo l'indagine circa il ruolo della C_v sulla mobilità delle colate detritiche, è stato osservato che la relazione tra il contenuto di acqua (C_w) e la distanza totale percorsa dal *debris flow* (L) - valutata dal baricentro della sola massa depositata nel serbatoio di raccolta al baricentro della sola massa depositata sul piano di raccolta - può essere descritta da una funzione esponenziale che ben si adatta ai valori misurati. Le equazioni per ciascuno scenario, derivate per il volume della miscela di 4000 cm³, sono le seguenti:

$$L_{no\ elementi} = 1.49 e^{1.41 C_w} \quad R^2 = 0.85 \quad [75]$$

$$L_{fustaia} = 1.67 e^{1.05 C_w} \quad R^2 = 0.47 \quad [76]$$

$$L_{bosco\ ceduo} = 1.22 e^{1.68 C_w} \quad R^2 = 0.82 \quad [77]$$

La funzione esponenziale è stata utilizzata anche per esprimere la relazione che lega la C_w e l'area inondata (A):

$$A_{no\ elementi} = 0.04 e^{4.91 C_w} \quad R^2 = 0.67 \quad [78]$$

$$A_{fustaia} = 0.08 e^{3.28 C_w} \quad R^2 = 0.41 \quad [79]$$

$$A_{bosco\ ceduo} = 0.02 e^{5.68 C_w} \quad R^2 = 0.78 \quad [80]$$

In entrambi i casi, i risultati per la configurazione 'fustaia' forniscono coefficienti di determinazione (R^2) inferiori, rispettivamente 0.47 e 0.41 per L e per A , ai valori ottenuti per gli altri due scenari (rispettivamente di 0.85 e 0.67 per 'no elementi' e di 0.82 e 0.78 per 'bosco ceduo'). Al contrario, non è stata trovata alcuna relazione tra la C_w e la larghezza massima (W) e la larghezza media (W_m) del deposito per tutti gli scenari simulati.

Il test statistico eseguito per tener conto dell'effetto della concentrazione solida C_v è stato il test dei segni per campioni appaiati per ranghi di Wilcoxon (*Wilcoxon Signed-Rank Test for Paired Samples*). Il test è stato realizzato impiegando, per ciascuno scenario, i valori medi delle variabili morfometriche osservate per C_v equivalenti e un livello di significatività del 90% ($p\text{-value} \leq 0.1000$). In questo modo il confronto è effettuato tra coppie di valori ad uguale C_v .

Gli esiti del test suggeriscono una differenza statisticamente significativa tra lo scenario ceduo e le prove libere, oltre che per le variabili già evidenziate dal test di Mann-Whitney (R , W , H/L e W/R) anche

per A (Tabella 27). Invece, la fustaia evidenzia valori medi significativamente diversi dallo scenario senza elementi per S_{max} , oltre che per W e W/R . Inoltre, questo test ha rilevato esservi una differenza significativa anche tra i due scenari con elementi per la variabile A. Il valore del p -value vicino alla significatività delle prove con gli elementi per il rapporto H/L (p -value = 0.1006) e per S_{max} (p -value = 0.1250) suggerisce che la differenza delle aree sia legata ad un diverso grado di mobilità della miscela e a diversi spessori di deposito, più che a W .

Tabella 27. Valori del p -value del test non parametrico per campioni appaiati di Wilcoxon per la media delle variabili morfometriche misurate al termine di ciascuna prova di laboratorio di C_v equivalente. L'asterisco indica la significatività del test con un livello del 90%.

	R	W	A	p-value			
				S_{max}	S_{medio}	H/L	W/R
no elementi vs fustaia	0.1807	0.0502*	0.2919	0.0502*	0.1006	0.1807	0.0502*
no elementi vs ceduo	0.0502*	0.0502*	0.0502*	0.0502*	0.4276	0.0502*	0.0502*
fustaia vs ceduo	0.1807	0.4276	0.0502*	0.1250	0.2919	0.1006	0.1807

- **Mobilità di debris flow**

Il rapporto H/L come indicatore di mobilità dei flussi detritici è stato largamente impiegato in metodi empirici sviluppati allo scopo di prevedere le massime distanze percorse e le aree di deposito. Assumere tale rapporto come indicatore di mobilità implica l'assunzione che l'energia potenziale iniziale sia dissipata con un tasso d'attrito costante e che questa sia responsabile della distanza totale percorsa (Legros, 2002): aumentando le *runout* raggiunte diminuisce il valore di H/L segnale di una maggiore mobilità.

Per le prove eseguite, sono stati osservati valori di H/L superiori per le prove con elementi rispetto alle prove con piano di deposito libere per tutte le C_v testate ad eccezione che per la C_v di 0.55 della fustaia, che ha fatto osservare valori superiori, segnale di una maggiore mobilità. Le riduzioni del rapporto variano, in termini percentuali, per la fustaia dallo 0.8% per la C_v di 0.60 al 9.1% della C_v di 0.50, mentre per il ceduo dal 4.5% della C_v di 0.50 al 10.4% della C_v di 0.60. L'influenza della C_v su questo rapporto è evidente e confermata dagli alti coefficienti di determinazione delle rette (0.84 per la configurazione senza elementi, 0.48 per la fustaia e 0.82 per il ceduo; Figura 43e). I trend evidenziano che lo scenario a ceduo è quello che offre gli incrementi di H/L all'aumentare della C_v più marcati ($\alpha = 0.49$), mentre la fustaia meno ($\alpha = 0.30$). Valore intermedio del tasso di crescita è stato osservato per le prove libere ($\alpha = 0.38$) che comunque ha prodotto H/L tendenzialmente minori nel campo delle C_v sperimentali. Le considerazioni fatte fino ad ora trovano giustificazione nell'analisi dei trend del rapporto di forma W/R il quale aumenta al diminuire del contenuto idrico della miscela per le prove a ceduo ($\alpha = 4.81$), raggiungendo valori medi superiori alle prove libere per la C_v di 0.65 dell'82.46% e del 39.32% rispetto allo scenario a fustaia. Inoltre, per la C_v di 0.65 il rapporto medio del ceduo supera l'unità, indice che le larghezze hanno assunto valori mediamente superiori alle massime *runout*.

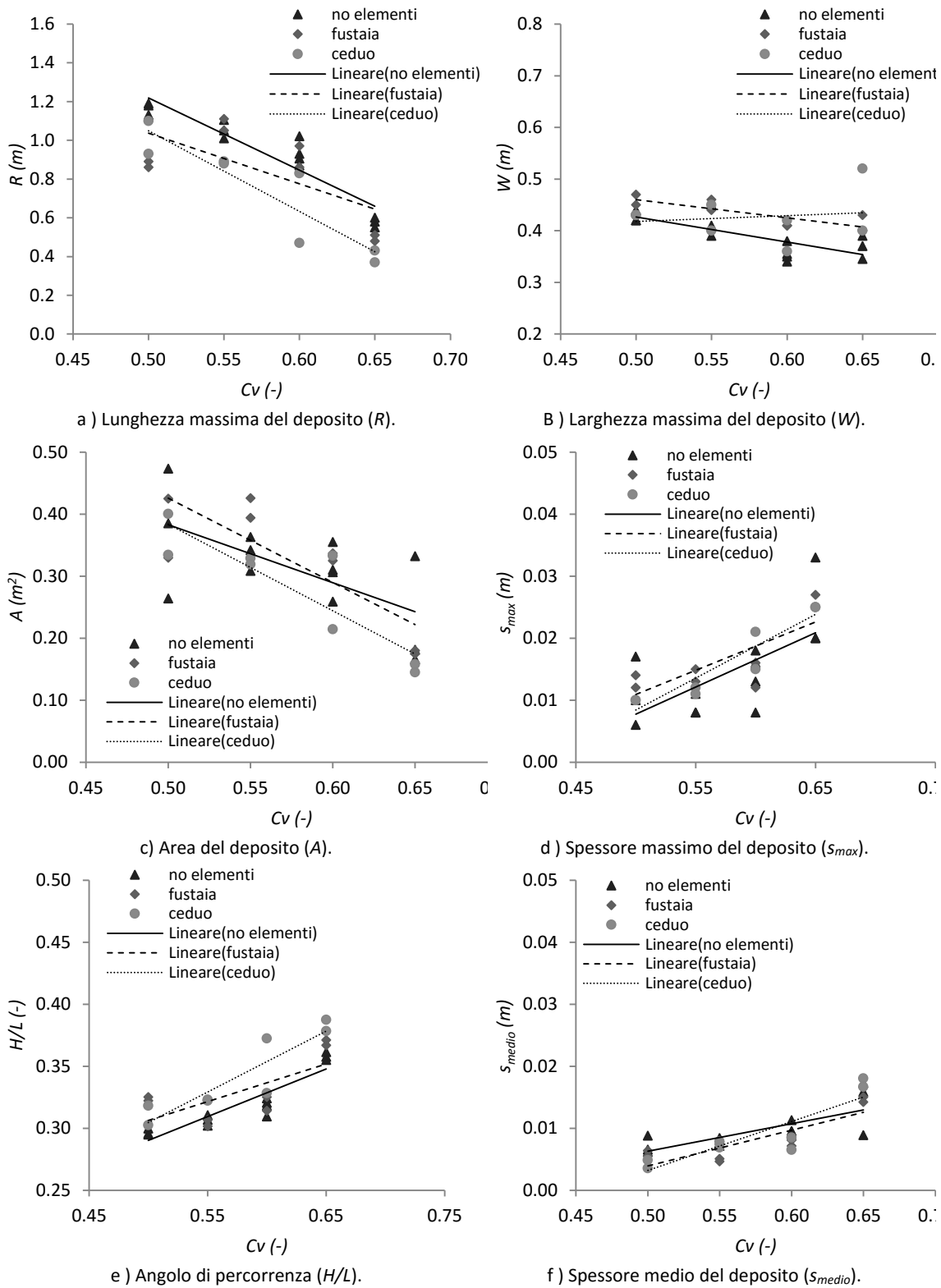


Figura 43. Andamento delle caratteristiche morfometriche che hanno evidenziato una maggiore sensibilità alla variazione dello scenario (R , W , A , s_{max} e H/L) misurate al termine delle prove in funzione della C_v .

- **Analisi dei componenti principali**

Tali osservazioni trovano conferma anche nei risultati dell'analisi dei componenti principali (*Principal Component Analysis, PCA*).

Il coefficiente di correlazione tra R e H/L è risultato pari ad 1, infatti per le prove di laboratorio la variabilità di H è minima e quindi il valore del rapporto dipende quasi esclusivamente da R . Nelle elaborazioni successive è stato scelto di tenere solo una delle due variabili: H/L . I risultati della *PCA* evidenziano che *PC1* spiega da sola il 63.53% della variabilità totale ed è correlata positivamente alle variabili C_v , H/L , S_{max} e S_{medio} e negativamente con W e A . La moderata correlazione è analoga tra tutte le variabili indagate (da 33.15% a 48.39%) ad eccezione di W per la quale è debole (8.5%). *PC1* quindi potrebbe essere definita come un indice di riduzione della mobilità della colata detritica. La seconda componente principale (*PC2*) da sola spiega circa il 20.91% della variabilità totale ed è fortemente correlata a W (80.43%), moderatamente a S_{medio} (47.08%) e debolmente alle altre variabili indagate. Potrebbe perciò essere definita come un indice di dispersione laterale del flusso. Il *bi-plot* della *PCA* mostra le interrelazioni tra le caratteristiche morfometriche dei 29 depositi delle prove di laboratorio (Figura 44). È interessante notare sul primo asse (*PC1*) la contrapposizione tra le prove a maggiore C_v , nella parte positiva delle ascisse e minore C_v , nella parte negativa delle ascisse. Questa disposizione discrimina le prove in termini di soppressione della mobilità: le prove meno mobili, le quali hanno prodotto R e A minori e H/L , S_{max} e S_{medio} maggiori, sono collocate sulla parte positiva e quelle più mobili, le quali hanno prodotto R e A maggiori e H/L , S_{max} e S_{medio} minori, sulla negativa. Più in dettaglio, la configurazione a fustaia evidenzia, per la medesima C_v di 0.60, una mobilità similare alle prove libere con una maggiore tendenza alla dispersione laterale. L'asse verticale (*PC2*) consente di discriminare tra le prove più estese trasversalmente e quelle meno. Il *bi-plot* evidenzia la contrapposizione tra le prove con elementi, collocate nella parte positiva delle ordinate e più estese trasversalmente e quelle libere, nella parte negativa e più contenute.

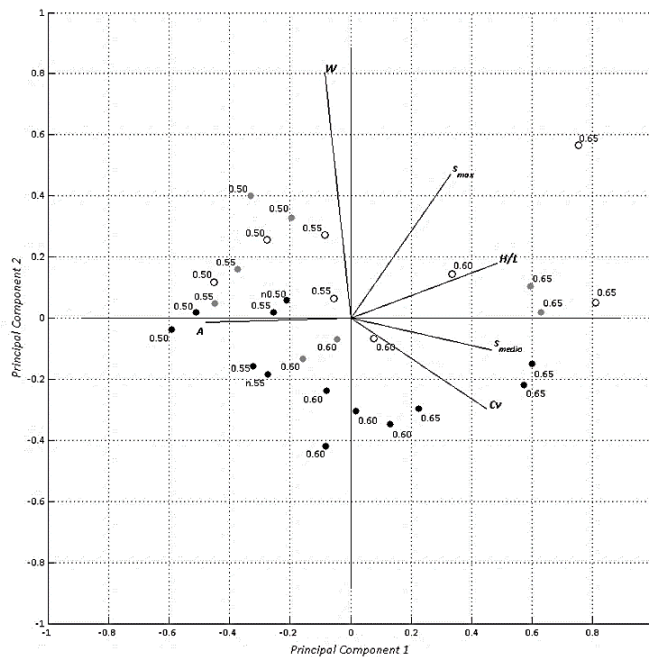


Figura 44. *Bi-plot* dell'analisi delle componenti principali basata su 6 parametri morfometrici del deposito per le 29 prove di laboratorio. I cerchi pieni neri rappresentano le prove libere, in grigio le prove con la configurazione a "fustaia" e in bianco quelle a "ceduo". Il numero accanto a ciascuna prova si riferisce alla concentrazione solida C_v .

In generale quindi si osserva che le prove libere hanno prodotto W e s_{max} minori rispetto alle prove con gli elementi. Il fatto che $PC2$ sia correlata positivamente con s_{max} e negativamente con s_{medio} rispecchia le modalità di deposito delle particelle. Infatti, la presenza di elementi che ostacolavano il libero movimento del flusso ha condotto alla formazione di locali accumuli di materiale solido in particolare per le prove più liquide nella configurazione a fustaia e per le prove più solide per la configurazione a ceduo. Le prove libere invece hanno mostrato una disposizione del materiale più omogenea sull'intera area del deposito.

- Stima di un modello predittivo di H/L che tenga conto della forma di governo

Dal punto di vista pratico, i dati raccolti dalle prove di laboratorio possono essere impiegati per la stima della funzione di protezione diretta offerta dalla foresta espressa dal rapporto di mobilità H/L ($m\ m^{-1}$), la quale è risultata essere ben descritta da un modello lineare predittivo che è funzione del tipo di gestione forestale adottato e della concentrazione volumetrica solida della miscela. L'equazione del modello calibrato è la seguente:

$$\frac{H}{L} = 0.084 + 0.401 Cv + 'no\ elementi'(0.021 - 0.067 Cv) + 'fustaia'(0.071 - 0.140 Cv) \quad [81]$$

Dove, il termine '*no elementi*' assume valore di 1 nel caso il conoide sia privo della copertura forestale e 0 in caso vi sia la presenza di un soprassuolo. Analogamente, il termine '*fustaia*' assume valore di 1 nel caso sul conoide sia presente un popolamento forestale governato a fustaia e 0 in caso di un governo a ceduo oppure di assenza del soprassuolo forestale. L'equazione [81] assume pertanto le seguenti forme per le tre configurazioni di gestione:

$$'no\ elementi' \quad \frac{H}{L} = 0.104 + 0.334 Cv \quad [82]$$

$$'fustaia' \quad \frac{H}{L} = 0.155 + 0.261 Cv \quad [83]$$

$$'ceduo' \quad \frac{H}{L} = 0.084 + 0.401 Cv \quad [84]$$

La statistica R^2 aggiustato indica che il modello adattato è in grado di spiegare il 68.91% della variabilità di H/L .

2.2.3. MODELLAZIONE NUMERICA DELLA RESISTENZA AL MOTO INDOTTA DALLA VEGETAZIONE ARBOREA NEI PROCESSI DI *DEBRIS FLOW*

L'evento di colata detritica scelto per lo studio delle resistenze al moto offerta dalla vegetazione arborea ed arbustiva è stato quello avvenuto il 30 luglio 2012 lungo il rio Somprade (Auronzo di Cadore, Belluno). Questo evento infatti, si è presentato come una colata detritica granulare con le caratteristiche tipiche di questo tipo di fenomeni degli ambienti dolomitici, dove prevale la componente grossolana e la matrice fine è scarsa. Inoltre, in questa area di studio il fenomeno ha avuto una più ampia evoluzione che si è manifestata sulla componente vegetazionale in modo diverso durante il processo di deposizione. Le alte pendenze del bacino, del torrente e del conoide hanno infatti determinato il totale abbattimento della componente arborea nel primo tratto di deposito, mentre a valle le minori pendenze e i minori tiranti

hanno fatto apprezzare inizialmente l'effetto della vegetazione arborea e successivamente quella della vegetazione arbustiva, come già discusso.

La simulazione è stata condotta con il *software* FLO-2D, il quale consente la simulazione monofasica bidimensionale dei *debris flow* (Capitolo 2, paragrafo 3.2). Come dominio di calcolo è stato assunto l'intero conoide alluvionale del corso d'acqua. Le informazioni minime da attribuire alle celle che definiscono il dominio di calcolo e strettamente necessarie per eseguire una modellazione di *debris flow* con il *software* FLO-2D sono: la quota, la scabrezza superficiale (descritta attraverso il coefficiente n di Manning) e le celle di *inflow* con il relativo idrogramma liquido e la concentrazione volumetrica solida (C_v). Inoltre, occorre definire la reologia del flusso detritico attraverso la scelta di opportuni valori dei coefficienti e degli esponenti che descrivono la funzione di potenza che lega lo sforzo tangenziale e la viscosità della colata alla concentrazione volumetrica solida. Assegnati questi parametri è possibile eseguire la simulazione.

Le quote delle celle della griglia di risoluzione 1x1 m che costituisce il dominio di calcolo sono state attribuite sulla base del *DTM* 1x1 m fornito dal Ministero dell'Ambiente dell'area di studio. In seguito, è stato assegnato a ciascuna cella il parametro di scabrezza sulla base dell'uso del suolo (Tabella 28). Poco a monte dell'apice del conoide, a circa 1175 m s.l.m. sono state assegnate quattro celle di *inflow* alle quali è stato assegnato l'idrogramma teorico. L'idrogramma liquido è stato ricostruito sulla base del volume totale stimato in campo, di circa 14'000 m³, ipotizzando una forma triangolare con il picco posto a 1/3 della durata totale dell'evento di 15 minuti ed una C_v costante di 0.6. La scelta dei coefficienti e degli esponenti empirici che descrivono il legame tra i parametri reologici della colata detritica simulata e la concentrazione volumetrica solida è stata guidata dalle evidenze di campo (massimi spessori di flusso, area di deposizione, etc.) e i risultati di alcune prove di calibrazione. La taratura del modello, sulla base dell'evento reale, ha portato all'assegnazione al *debris flow* dei parametri reologici di sforzo tangenziale e viscosità corrispondenti alla reologia definita nella Tabella 11 "*Aspen Natural Soil*" ed assegnando un coefficiente di resistenza laminare (K) pari a 24 ed un valore di *Surface Detection* pari a 0.20 m. Quest'ultimo parametro consente di mantenere spessori di deposito consoni con gli spessori minimi osservati in campo. Inoltre, è stato scelto di arrestare la simulazione a 20 minuti in modo tale da contenere i volumi in uscita e mantenere elevati spessori di deposito nel dominio di calcolo, come osservato in campo.

In questo modo viene simulato un evento di *debris flow* con un volume totale di circa 25'500 m³, con una portata liquida al picco della simulazione di 19.1 m³ s⁻¹ ed una portata totale del *debris flow* (portata solida più portata liquida) di 42.4 m³ s⁻¹.

Tabella 28. Valori del coefficiente n di Manning utilizzati per questo studio e percentuale di area occupata sul conoide alluvionale.

<i>Tipo di uso del suolo</i>	<i>n Manning</i> (s m ^{-1/3})	<i>Area sul conoide</i> (%)
<i>Fustaia rada di conifere</i>	0.100	90.29%
<i>Ceduo scadente</i>	0.100	4.31%
<i>Pascoli nudi</i>	0.040	1.10%
<i>Improduttivo nudo</i>	0.055	4.30%
<i>Laghi e corsi d'acqua</i>	0.050	0.00%

La presenza della vegetazione può essere sintetizzata all'interno del modello come un aumento della scabrezza del fondo espressa dal coefficiente n di Manning per FLO-2D. Questa è la soluzione più diffusa e semplice. Allo scopo di investigare la possibilità di implementare la componente forestale nel modello in altro modo è stato pensato di interpretare le singole piante campionate come degli ostacoli al deflusso

e quindi inserirle all'interno del programma come fattori di riduzione dell'area (*Area Reduction Factor, ARF*). Assegnare alla cella questa caratteristica significa ridurre parzialmente o totalmente l'area di deflusso, sulla base della reale occupazione del suolo da parte dei diametri dei tronchi, così da considerare la riduzione del volume liquido immagazzinabile.

Nel conoide di studio sono state perciò eseguite tre simulazioni descritte di seguito.

- **S01:** simulazione "priva" degli individui forestali per individuare il naturale deposito della colata incondizionato dalla presenza vegetale impiegando un coefficiente di scabrezza n di Manning ottenuto in funzione dell'uso del suolo.
- **S02:** simulazione condotta introducendo la componente arborea come un aumento del coefficiente di scabrezza n di Manning da 0.125 (ottenuta in funzione dell'uso del suolo) a 0.15 e bloccando il deflusso (*ARF*) per la porzione di cella/celle occupate da ciascun singolo albero misurato in campo in base al suo *DBH*.
- **S03:** simulazione condotta come la precedente ma ricorrendo alla definizione di gruppi omogenei di piante per i quali si è bloccato il deflusso per la porzione di celle occupate dall'intero gruppo.

In Tabella 29 sono riportate le statistiche descrittive delle 3 simulazioni eseguite per l'intera area alluvionata e in corrispondenza di 3 linee di valutazione. Queste sono state poste a 150, 300 e 450 m dal punto di inizio del processo di deposito.

Le aree alluvionate, ottenute per i differenti scenari, sono illustrate in Figura 45a. Tutti e tre gli scenari hanno condotto ad una generale sovrastima del perimetro del deposito mappato in campo (in media del 135%) con il raggiungimento da parte del flusso detritico del torrente Ansiei del quale il rio Somprade è un affluente. La simulazione *S01* ha fatto osservare l'area inondata meno estesa (92020 m²), mentre *S02* quella maggiore (102654 m²), sebbene *S03* sia inferiore solo dello 0.4%. La calibrazione del modello non ha consentito di contenere maggiormente la *runout* del *debris flow* senza condurre a spessori di deposito e velocità di deflusso poco realistici. Poiché i rilievi di campo sono stati condotti a 2 anni dall'evento, si ritiene probabile che sottostimino l'effettiva area inondata. Data l'ampia sovrastima del deposito reale e la similarità delle aree alluvionate, non si è ritenuto opportuno eseguire una valutazione di bontà delle modellazioni basata sul confronto delle reali, come proposto da Scheidl e Rickenmann (2009) e ripreso in numerosi altri studi. Ciononostante, il modello ripropone correttamente la biforcazione del flusso detritico lungo i due rami del rio Somprade, uno principale posto in destra idrografica ed uno secondario posto in sinistra idrografica (Figura 45b). Quest'ultimo non è stato preso in considerazione durante i rilievi della componente vegetale alluvionata poiché il deflusso è rimasto canalizzato con il verificarsi di locali erosioni spondali e il conseguente allargamento delle sezioni di deflusso e la formazione di argini spondali. È stata giustamente simulata dal modello anche la seconda avulsione del flusso che è avvenuta lungo il ramo principale del torrente in sinistra idrografica (Figura 45).

Osservando in dettaglio il perimetro delle aree inondate si può notare che in generale la simulazione *S02* è quella che ha contenuto maggiormente il flusso detritico nella parte alta del deposito (Figura 45b), mentre la simulazione *S01*, la quale assegna il parametro di scabrezza sulla base dell'uso del suolo, nella parte terminale (Figura 45c). Le medesime due simulazioni hanno condotto anche alle aree più estese, ma per *S02* nella parte terminale e per *S01* nella parte alta del deposito.

Differenze emergono invece per le variabili di output dei tiranti di deflusso massimi e delle velocità massime. Il tirante massimo è stato prodotto dalla simulazione *S01* (4.39 m), mentre *S02* e *S03* hanno originato entrambe una profondità di deflusso massimo di 3.75 m. *S02* e *S03* differiscono per i tiranti medi, infatti la prima ha condotto ad un valore di 0.78 m (deviazione standard di 0.45 m), mentre la seconda di

0.66 m (deviazione standard di 0.43 m), come *S01*, ovvero il 15% inferiore. Il valore medio delle velocità di deflusso massime è stato pari a circa 2.30 m s^{-1} per le simulazioni *S01* ed *S02*, e pari a 2.13 m s^{-1} per la terza ipotesi, la quale esibisce inoltre una più ridotta dispersione dei valori (deviazione standard di 1.83 m s^{-1}).

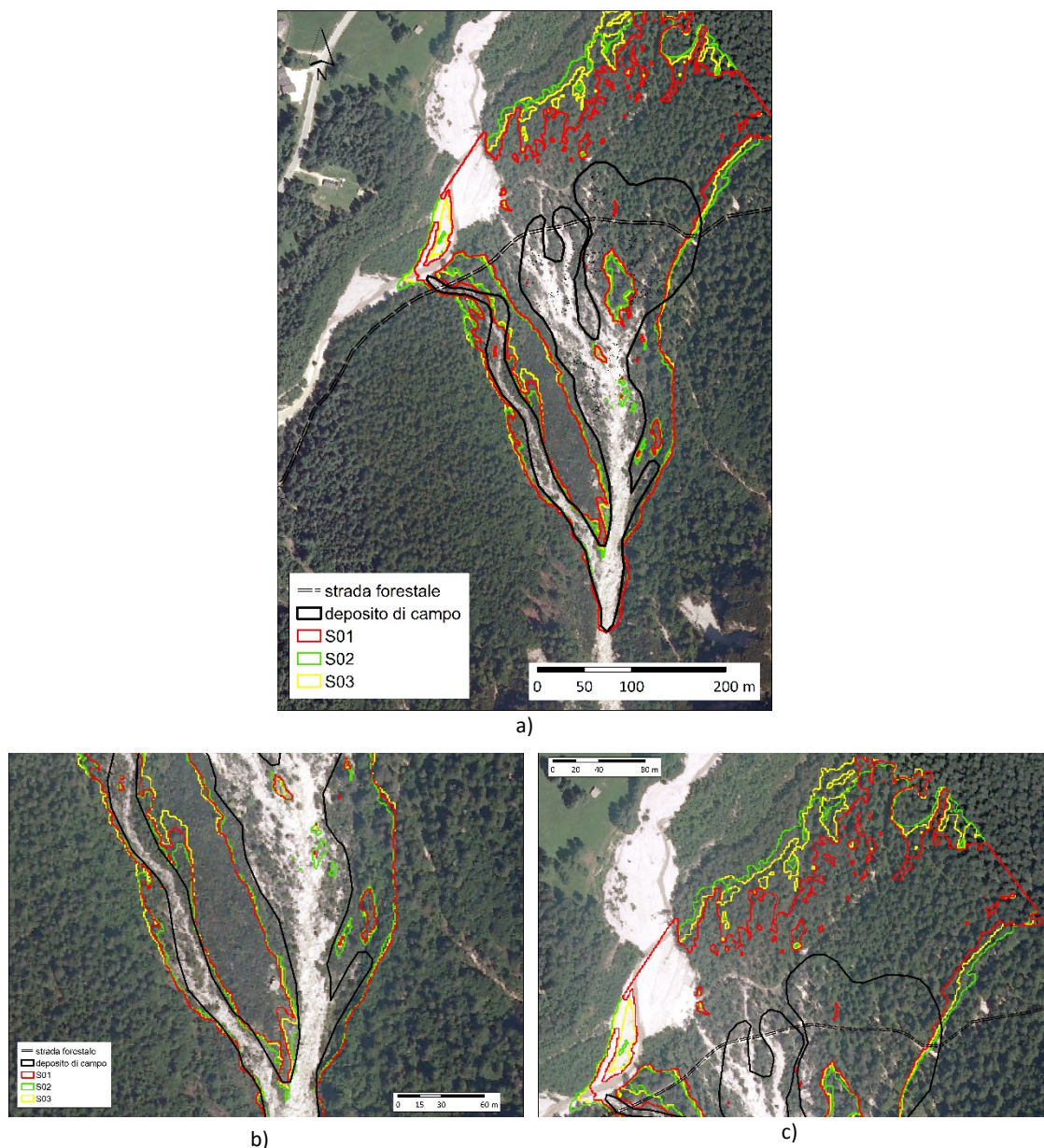


Figura 45. Mappa raster delle aree alluvionate prodotte dalle simulazioni *S01*, *S02* e *S03* e deposito di campo: a) intero dominio di calcolo; b) particolare della parte di monte del deposito in corrispondenza della biforcazione del rio Somprade; c) particolare della parte di valle del deposito in corrispondenza dell'immissione nel torrente Ansiei. In nero il deposito perimetrato in campo; in rosso il perimetro dell'area alluvionata prodotto dalla simulazione *S01*; in verde il perimetro dell'area alluvionata prodotto dalla simulazione *S02*; e in giallo il perimetro dell'area alluvionata prodotto dalla simulazione *S03*.

Lungo le tre sezioni trasversali (*L01*, *L02* ed *L03*), la simulazione *S02* ha condotto ai valori massimi e medi di velocità più elevati. *S01* mostra, rispetto a *S02*, valori massimi del tirante che variano percentualmente in misura maggiore procedendo verso valle: dall'0.37% in *L01*, al 10.07% in *L02* e al

22.10% in *L03*. Anche, i valori medi del tirante di *S01* si discostano maggiormente nella parte terminale del deposito facendo osservare il 36.87% in meno per *S01* rispetto ad *S02*, mentre per le medesime simulazioni le variazioni sono del 15.93% in *L01* e più contenute in *L02* (6.80%). Le differenze tra *S02* e *S03* per i tiranti sono invece più contenute sia per quanto riguarda i valori massimi sia per i valori medi osservati i quali si discostano in misura maggiore (> 10%) solo nell'ultima sezione trasversale considerata con percentuali rispettivamente pari al 15.47% e 23.93%.

Per quanto riguarda le velocità, i valori più elevati sono stati osservati, rispettivamente per le 3 sezioni da *S01*, *S02* ed *S03*. I valori non si discostano sensibilmente lungo *L01* ed *L02*, ma le velocità massime prodotte da *S03* sono circa 1.5 m s^{-1} inferiori alle altre due, così come accade per le velocità medie le quali, mentre in *L01* si attestano per tutte le simulazioni attorno al valore medio di 2.26 m s^{-1} , in *L02* ed *L03* la simulazione *S03* ha fatto registrare valori inferiori di circa 0.57 m s^{-1} nella parte centrale del deposito e superiori di 0.23 m s^{-1} nella parte terminale. Al contrario i valori di *S01* ed *S02* per le due sezioni sono molto simili.

I valori riguardanti i massimi tiranti, i quali si localizzano all'inizio del deposito, sono in accordo con i valori rilevati in campo di circa 3.5 - 4.0 m e raffigurati in Figura 47a. La mappa mostra la distribuzione degli spessori di sedimento misurati in campo ed interpolati con il metodo dell'*Inverse Distance Weight (IDW)*; Philip e Watson, 1982; Watson e Philip, 1985). Malgrado il modello abbia definito velocità molto elevate, che raggiungono valori superiori ai 10 m s^{-1} nella parte più alta del deposito (Figura 48b-d), probabilmente influenzate dalla ridotta durata dell'idrogramma e dalla rapidità con la quale si realizza il picco massimo, anche l'applicazione della formula del moto turbolento per la stima delle velocità dai dati di campo ha condotto a valori poco inferiori a 10 m s^{-1} (9.15 m s^{-1}) e che nella parte alta del deposito, primi 150 m, rimangono superiori ai 6 m s^{-1} (Figura 48a).

Con particolare riferimento ai valori osservati in corrispondenza delle piante coinvolte dal *debris flow*, i grafici di Figura 46 consentono il confronto tra i tiranti massimi ottenuti dalle 3 simulazioni. In generale, si osserva che l'introduzione della vegetazione come elemento *ARF* all'interno del dominio di calcolo conduca a tiranti massimi superiori rispetto l'uso del solo valore di scabrezza *n* di Manning. Al contrario, la scelta di introdurre la presenza di gruppi ad alta densità ha prodotto una generale sottostima.

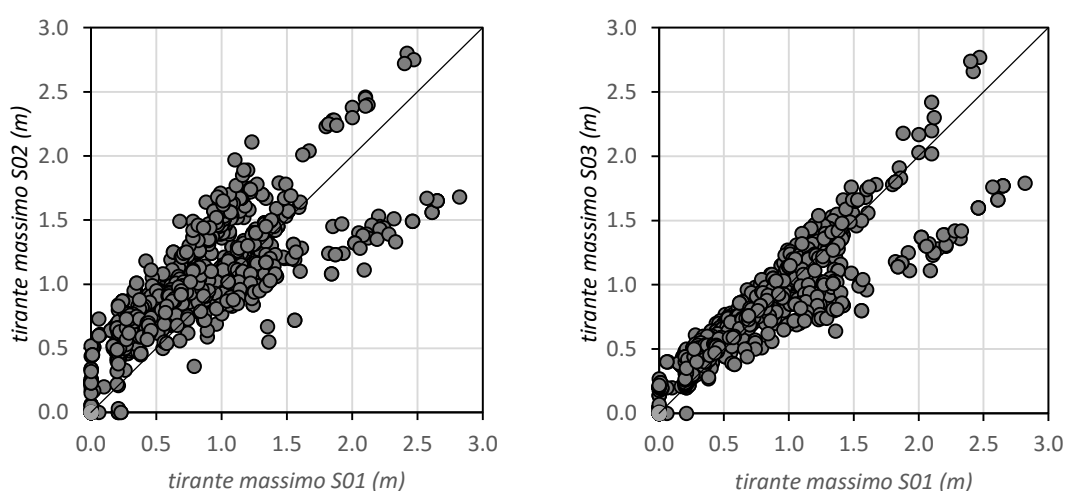
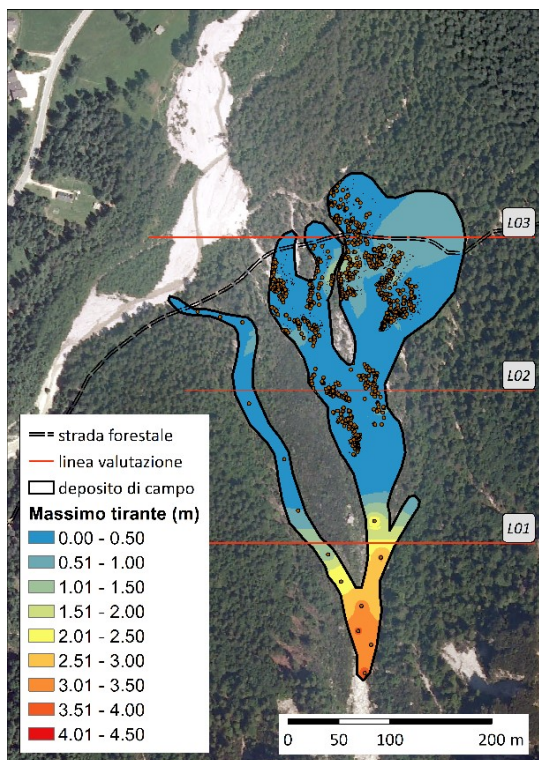


Figura 46. Confronto tra i tiranti massimi risultati dalle 3 simulazioni in corrispondenza di ciascuna piante coinvolta nel *debris flow*.

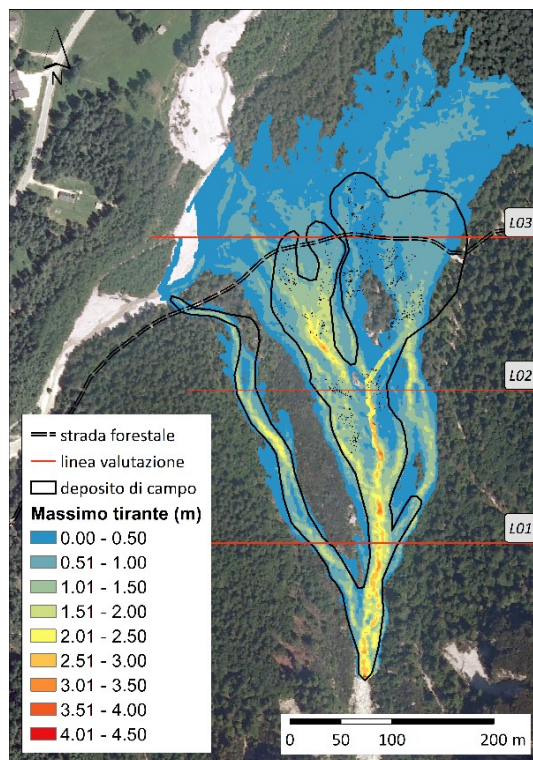
Tabella 29. Statistiche descrittive delle 3 simulazioni eseguite con il *software* FLO-2D per l'evento del rio Somprade. Sono riportati i valori per l'intera area alluvionata e in corrispondenza delle 3 linee di valutazione (*L01*, *L02* e *L03*).

scenario	area inondata (m ²)	statistiche	tirante massimo (m)				velocità massima (m s ⁻¹)			
			totale	L01	L02	L03	totale	L01	L02	L03
S01	92020	minimo	0.01	0.01	0.05	0.13	0.00	0.67	0.21	0.27
		massimo	4.39	2.70	2.68	1.41	14.77	13.57	8.51	3.37
		medio	0.66	0.95	0.75	0.58	2.30	5.64	3.26	1.60
		somma		69.66	59.02	60.89				
		deviazione standard	0.50	0.68	0.50	0.22	2.11	3.31	1.99	0.51
S02	102654	minimo	0.01	0.03	0.02	0.19	0.00	0.66	0.41	0.27
		massimo	3.75	2.71	2.98	1.81	14.81	13.54	8.53	3.33
		medio	0.78	1.13	0.80	0.92	2.31	5.62	3.25	1.60
		somma		115.11	117.89	128.08				
		deviazione standard	0.45	0.66	0.53	0.30	2.11	3.30	1.96	0.51
S03	102219	minimo	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.53	0.21	0.24
		massimo	3.75	2.57	2.87	1.53	14.13	13.09	6.91	3.47
		medio	0.66	1.03	0.81	0.70	2.18	5.94	2.83	1.83
		somma		148.75	252.18	184.84				
		deviazione standard	0.43	0.64	0.54	0.25	1.83	3.14	1.49	0.58

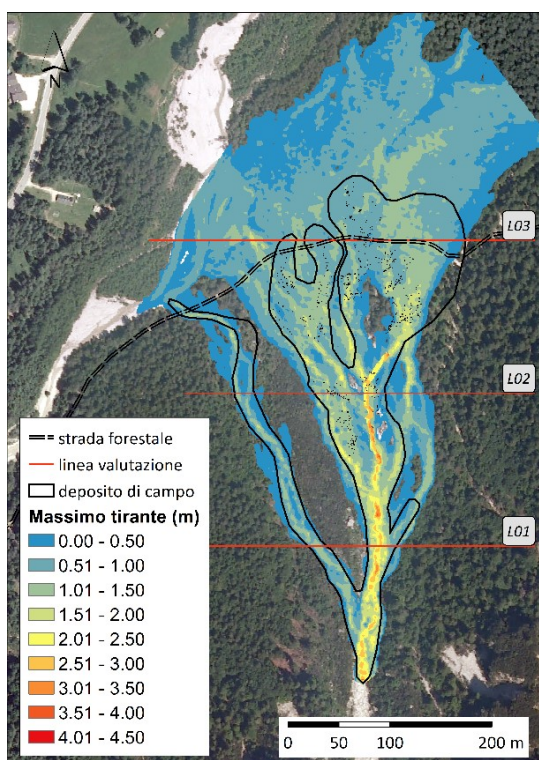
Le mappe raster dei risultati delle modellazioni, riportate in Figura 47b-d, consentono di apprezzare la variazione dei tiranti massimi all'interno dell'area alluvionata. In particolare, nella porzione di sinistra idrografica del deposito centrale, le due simulazioni S02 (Figura 47c) e S03 (Figura 47d) hanno prodotto tiranti ridotti rispetto ad S01 (Figura 47b), ma superiori nella zona in destra idrografica. Quindi, la presenza della vegetazione arborea quale ostacolo fisico (*ARF*) è stata in grado di veicolare parte del flusso detritico nella porzione di conoide posta in destra idrografica, dove effettivamente sono stati osservati spessori di deposito relativamente elevati (tra 0.5 m e 1.5 m; Figura 47a). Questo soprattutto per S02. Nella parte terminale del deposito (a valle della strada forestale) ed in prossimità della confluenza con il torrente Ansiei, dove non arriva il deposito di campo, i minori tiranti sono stati conseguiti dalla modellazione S01.



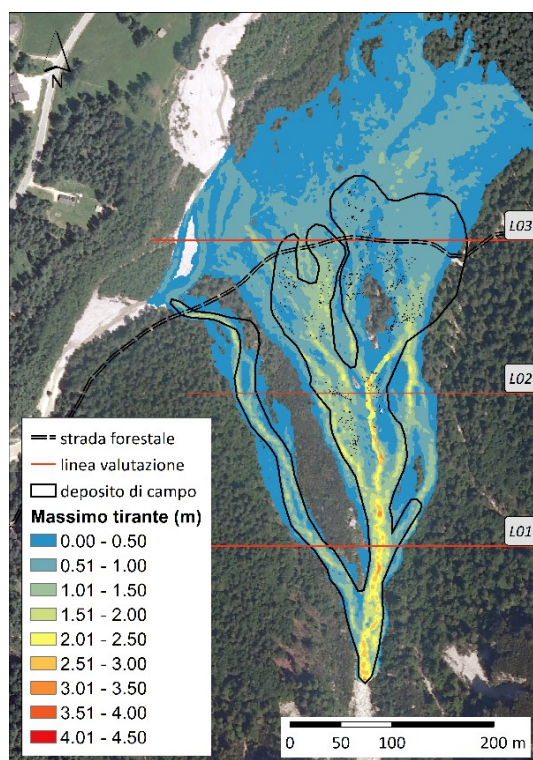
a)



b)

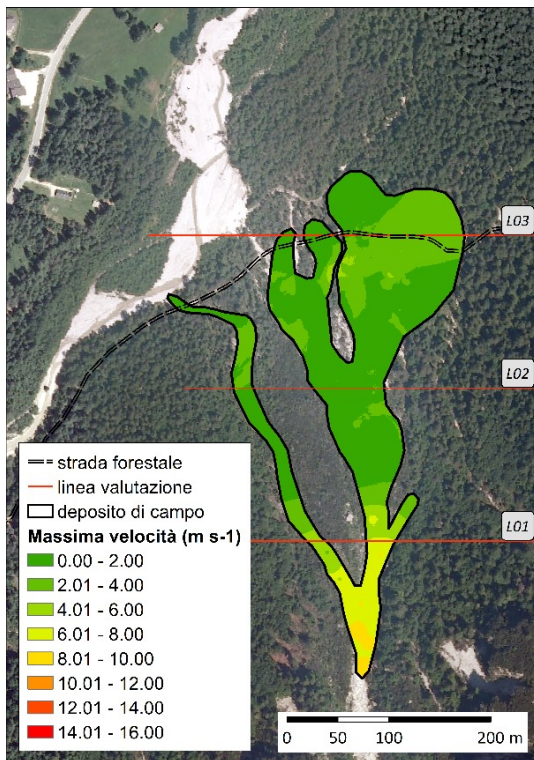


c)

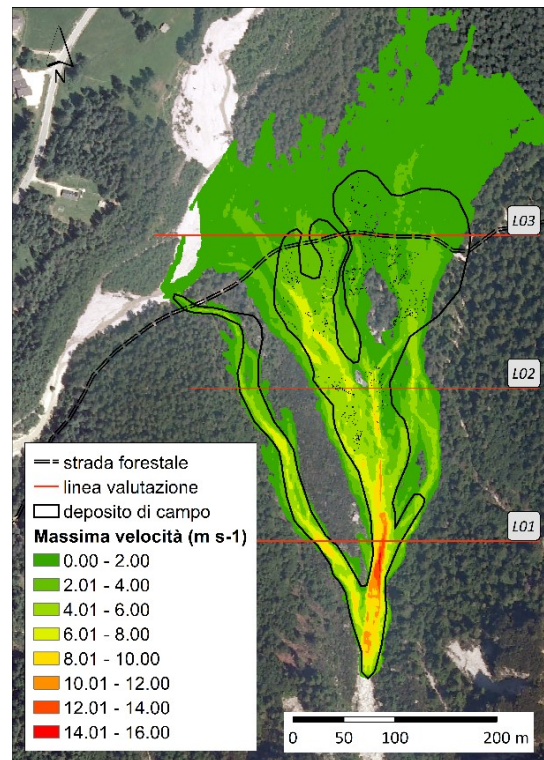


d)

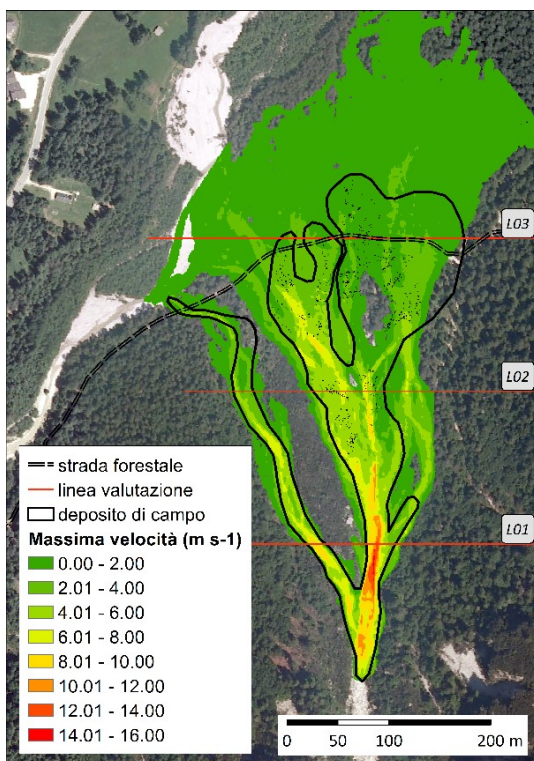
Figura 47. Mappa raster dei tiranti massimi di deflusso: a) interpolazione con metodo *Inverse Distance Weight* (*IDW*) degli spessori di deposito misurati in campo; b) *S01*; c) *S02*; d) *S03*.



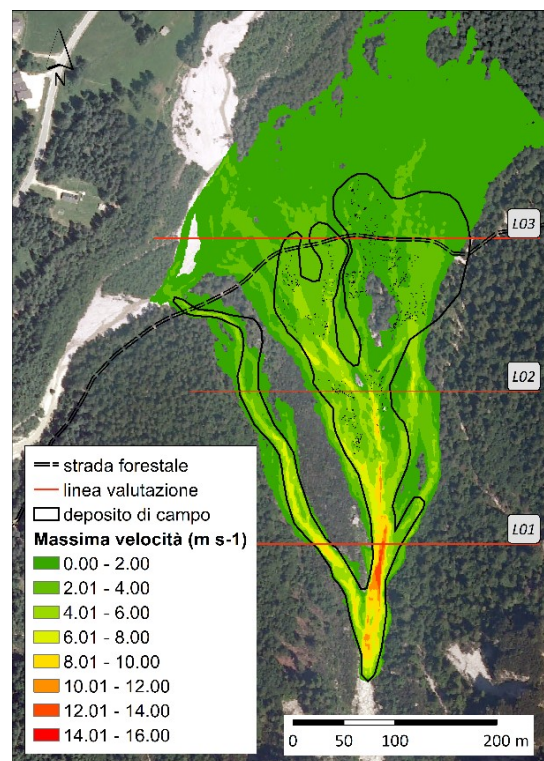
a)



b)



c)



d)

Figura 48. Mappa raster delle velocità massime di deflusso: a) applicazione formula del moto turbolento all'elaborazione degli spessori di deposito misurati in campo con metodo *Inverse Distance Weight (IDW)* degli spessori misurati in campo (dove, n : 0.125 e pendenza media pari alla pendenza media del conoide di circa 12°); b) S01; c) S02; d) S03.

- **Analisi di sensitività**

Per comprendere come variano le variabili di output del modello FLO-2D, in particolare i tiranti e le velocità massime, al variare del parametro di scabrezza è stata eseguita un'analisi di sensitività.

L'analisi di sensitività è stata condotta per le simulazioni del rio Somprade facendo variare il valore del coefficiente n di Manning da 0.05 a 0.20 ed ha prodotto i *box plot* riportati in Figura 49. Si nota che l'ampia variabilità dei tiranti massimi prodotti ricorrendo ad una maggiore scabrezza del fondo si traduce in una ridotta variabilità delle velocità massime. I tiranti più elevati sono stati osservati in campo nella parte di monte del deposito e prodotti dal modello per la topografia più scabra, la quale raggiunge i valori di circa 3.0 m misurati in campo. Anche la scabrezza di 0.15 conduce a spessori analoghi, a quelli rilevati durante i sopralluoghi. Questi alti spessori si realizzano per velocità modeste del flusso detritico, in particolare per la scabrezza di 0.20 la quale non arriva ai 3 m s^{-1} , poco realistici. Invece, la scabrezza di 0.15 porta il flusso a valori fino a circa 6 m s^{-1} . Nella parte mediana del deposito, le 4 scabrezze testate non conducono a differenze sostanziali del tirante massimo. Nuovamente, è la scabrezza di 0.20 che fa registrare i tiranti massimi e medi più elevati. Invece, maggiori sono le differenze di velocità, la quale diminuisce all'aumentare della scabrezza, con una riduzione dei valori massimi di circa 3 m s^{-1} e medi di circa 2 m s^{-1} . Nella parte terminale del deposito le due scabrezze estreme (0.05 e 0.20) esibiscono un'analogia distribuzione dei valori del tirante massimo, ma la prima presenta velocità che si mantengono ancora elevate (circa attorno ai 4 m s^{-1}), mentre la seconda mostra velocità più contenute ($< 3 \text{ m s}^{-1}$). Un analogo comportamento cinematico è mostrato dalla scabrezza di 0.15 la quale è associata a tiranti minori. La scabrezza di 0.10 invece conduce ai valori più elevati della velocità massima in corrispondenza di L02 (circa 13 m s^{-1}) con un valore medio di circa 6 m s^{-1} .

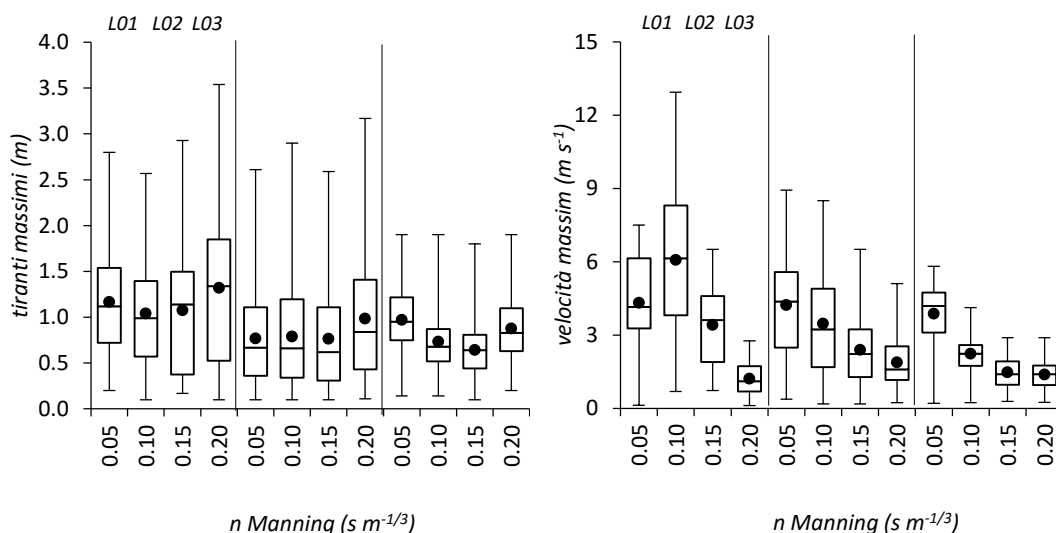


Figura 49. *Box plot* dei valori di tirante massimo e velocità massimo ottenuti dall'analisi di sensitività condotta per le simulazioni del rio Somprade facendo variare il valore del coefficiente n di Manning da 0.05 a 0.20.

3. LO STUDIO DELLA SCABREZZA SUPERFICIALE E NUOVI APPROCCI DI QUANTIFICAZIONE

I risultati di questo studio sono stati già pubblicati nel lavoro di D'Agostino e Michelini (2015).

3.1. LA RESISTENZA IDRAULICA IN CORSI D'ACQUA MONTANI: LA SCABREZZA SUPERFICIALE DI GRANO E DI FORMA

La sperimentazione di campo nei due tratti con morfologia a *step-pool* rientra in una situazione poco esplorata in letteratura poiché intermedia tra dati di laboratorio a piccola scala (valori massimi di Δz e w di 0.84 e 2.00 m, rispettivamente) e dati di campo (con ΔZ pari a 0.5-2.0 volte la dimensione media dei massi). In accordo con le regioni idrauliche definite in funzione del carico energetico adimensionale sullo *step* $(H_s+\Delta Z)/H_s$ e della sommergenza adimensionale $(E_s-E_p)/H_s$ (Wyrick e Pasternack, 2008, pagina 10), le prove sperimentali si collocano nella regione definita "*pushed-off jumps*" (con una zona supercritica e una rapida transizione verso una zona subcritica) ed alcuni punti (Q maggiori) nella regione dei salti idraulici classici al confine del regime del salto annegato.

3.1.1. IL COEFFICIENTE n DI MANNING APPARENTE

I valori medi di alcune grandezze per le cinque portate simulate in ciascun tratto sono riportati in Tabella 30. La portata unitaria q varia nelle 205 sezioni rilevate da 0.003 a 0.587 $m^2 s^{-1}$; mentre le velocità locali u variano da un minimo di 0.008 $m s^{-1}$ in una sezione di tipo t ad un massimo di 4.281 $m s^{-1}$ in una sezione di tipo s .

Tabella 30. Portata Q , velocità media del tratto U , larghezza superiore nelle sezioni trasversali w , profondità media di flusso d , velocità media locale u' e coefficiente di scabrezza n di Manning (i pedici s , p o t indicano il tipo di sezione).

Prova	Q ($m^3 s^{-1}$)	U ($m s^{-1}$)	w_s (m)	w_p (m)	w_t (m)	d'_s (m)	d'_p (m)	d'_t (m)	u'_s ($m s^{-1}$)	u'_p ($m s^{-1}$)	u'_t ($m s^{-1}$)	n (-)
TA-1	0.005	0.08	0.27	1.29	0.96	0.04	0.22	0.21	0.93	0.03	0.03	0.92
TA-2	0.031	0.29	0.37	1.52	1.09	0.10	0.25	0.25	1.76	0.12	0.09	0.29
TA-3	0.043	0.35	0.44	1.57	1.13	0.11	0.26	0.26	1.85	0.16	0.12	0.25
TA-4	0.118	0.56	0.74	1.76	1.31	0.15	0.31	0.32	1.68	0.31	0.23	0.18
TA-5	0.178	0.63	1.07	1.89	1.47	0.15	0.33	0.35	1.39	0.38	0.29	0.17
TB-1	0.005	0.05	0.40	1.35	1.15	0.03	0.34	0.29	0.25	0.01	0.02	2.40
TB-2	0.031	0.19	0.52	1.49	1.28	0.09	0.37	0.33	0.94	0.07	0.07	0.70
TB-3	0.043	0.20	0.82	1.64	1.34	0.08	0.40	0.34	0.68	0.08	0.08	0.65
TB-4	0.114	0.36	1.09	1.95	1.47	0.14	0.46	0.40	1.31	0.17	0.16	0.43
TB-5	0.189	0.51	1.20	2.03	1.61	0.16	0.46	0.43	1.30	0.26	0.23	0.31

Gli elevati valori osservati in alcune sezioni di tipo s sono causati da errori dovuti alla difficoltà di misurazione del tirante in condizioni turbolente. Per tale motivo, per le sezioni s nelle analisi successive si

farà riferimento alla condizione di corrente critica. I valori medi e di deviazione standard di u per tipo di sezione sono: $1.24 \pm 1.07 \text{ m s}^{-1}$ nelle sezioni s , $0.16 \pm 0.13 \text{ m s}^{-1}$ nelle sezioni p e $0.13 \pm 0.10 \text{ m s}^{-1}$ nelle sezioni t . L'intervallo dei numeri di Froude varia da 0.002-2.795. Secondo questi dati, è stata calcolata la velocità di trasferimento media della corrente lungo il tratto U per ciascuna portata.

I valori di U raggruppati per i due tratti TA e TB evidenziando il ruolo inverso dell'altezza dello *step* (Tabella 7) e della pendenza del canale (Tabella 6) sui valori di U . Infatti, i risultati mostrano che se Q è costante, maggiore è $S/\Delta z/\sigma_z$ e minore è U . In Tabella 30 sono elencati anche i valori del coefficiente di scabrezza n di Manning per ogni prova. Questi sono stati calcolati approssimando il raggio idraulico medio di ogni prova (d_m) come la media dei tre tiranti in s , p e t e assumendo che la pendenza media del tratto S (Tabella 6) è uguale al gradiente di energia. In questo modo, il coefficiente n di Manning può essere definito "apparente", perché la pendenza energetica utilizzata nell'equazione è fittizia.

3.1.2. LA DISSIPAZIONE ENERGETICA CAUSATA DAL SALTO NEI TORRENTI MONTANI A FORTE SCABREZZA

L'analisi energetica, come indicato nel capitolo 2, è stata effettuata per ogni sequenza *step-pool* calcolando i valori adimensionali ΔE_r . I risultati di ΔE_r sono elencati nella Tabella 31 e nella Tabella 32.

I valori variano da 0.46 a 0.75 nel tratto TA e da 0.33 a 0.71 nel tratto TB . Come osservato da Rajaratnam e Chamani (1995; Figura 7a, pagina 380) nelle loro indagini sulla perdita di energia per il salto, ΔE_r può essere descritta tramite una funzione di potenza che contiene, come variabile indipendente, il rapporto tra la profondità critica e l'altezza di caduta o , poiché la profondità critica è strettamente dipendente dalla profondità dell'acqua nella *pool* di valle, il rapporto tra la profondità della *pool* e il salto/l'altezza dello *step* (Rajaratnam e Chamani, 1995; Figura 8a, pagina 381).

Nel caso in esame, caratterizzato da una serie irregolare di salti, il secondo rapporto ($d_p/\Delta Z$) è risultato più idoneo nel descrivere il comportamento di ΔE_r (R^2 adattato = 0.74; errore standard residuo = 0.06) e più significativo rispetto al rapporto $d_c/\Delta Z$ (R^2 adattato = 0.22; errore standard residuo = 0.10) e alla scabrezza relativa D_{50}/d_c (R^2 adattato = 0.01; errore standard residuo = 0.11), anche Pagliara e Chiavaccini (2006) hanno trovato essere debolmente correlato ad ΔE_r in prove di laboratorio su rampe. Pertanto, è stata ottenuta la seguente equazione empirica:

$$\Delta E_r = 0.38 \left(\frac{d_p}{\Delta Z} \right)^{-0.59} \quad [85]$$

L'equazione [85] evidenzia una netta tendenza alla diminuzione di ΔE_r , dal 75% al 40%, quando le profondità relative nella *pool* ($d_p/\Delta Z$) aumentano dal 30% all'85%.

La Tabella 33 riassume le principali statistiche e l'analisi della varianza del modello adattato dell'equazione [85], che spiega la maggior parte della variabilità osservata (74%) di ΔE_r .

Tabella 31. Variabili per il calcolo di ΔE_r per il tratto TA.

<i>n step</i>	<i>q (m²/s)</i>	<i>H_s (m)</i>	<i>E_s (m)</i>	<i>d_p (m)</i>	<i>u_p (m s⁻¹)</i>	<i>h_l (m)</i>	<i>ΔE_r (-)</i>
1	0.02	0.05	0.64	0.207	0.03	0.44	0.68
2	0.01	0.04	0.64	0.263	0.02	0.38	0.59
3	0.01	0.04	0.52	0.226	0.02	0.30	0.57
4	0.04	0.08	0.55	0.153	0.05	0.40	0.72
5	0.04	0.08	0.54	0.249	0.02	0.30	0.54
6	0.02	0.05	0.66	0.221	0.03	0.43	0.66
7	0.04	0.08	0.79	0.200	0.04	0.59	0.75
1	0.08	0.13	0.73	0.259	0.11	0.47	0.64
2	0.07	0.12	0.72	0.266	0.09	0.45	0.63
3	0.04	0.09	0.57	0.263	0.09	0.31	0.54
4	0.17	0.21	0.68	0.213	0.19	0.47	0.68
5	0.08	0.13	0.60	0.239	0.10	0.36	0.60
6	0.10	0.15	0.75	0.246	0.11	0.51	0.67
7	0.18	0.22	0.93	0.239	0.18	0.69	0.74
1	0.09	0.14	0.74	0.286	0.14	0.45	0.61
2	0.09	0.15	0.75	0.268	0.13	0.48	0.64
3	0.06	0.11	0.60	0.278	0.11	0.32	0.53
4	0.21	0.25	0.72	0.232	0.24	0.48	0.67
5	0.07	0.12	0.58	0.257	0.12	0.33	0.56
6	0.12	0.17	0.78	0.251	0.15	0.53	0.68
7	0.22	0.26	0.97	0.259	0.22	0.71	0.73
1	0.11	0.16	0.76	0.355	0.27	0.40	0.53
2	0.22	0.25	0.86	0.310	0.28	0.54	0.63
3	0.16	0.21	0.70	0.360	0.21	0.33	0.48
4	0.16	0.21	0.68	0.246	0.42	0.42	0.62
5	0.12	0.17	0.63	0.328	0.25	0.30	0.48
6	0.12	0.17	0.78	0.269	0.29	0.51	0.64
7	0.40	0.38	1.09	0.295	0.46	0.78	0.72
1	0.12	0.17	0.77	0.401	0.33	0.36	0.47
2	0.12	0.17	0.78	0.325	0.35	0.45	0.57
3	0.20	0.24	0.73	0.415	0.28	0.31	0.42
4	0.15	0.20	0.67	0.211	0.46	0.45	0.67
5	0.16	0.20	0.67	0.356	0.34	0.31	0.46
6	0.18	0.22	0.83	0.314	0.37	0.51	0.61
7	0.19	0.23	0.94	0.319	0.55	0.60	0.64

Tabella 32. Variabili per il calcolo di ΔE_r per il tratto TB.

n step	q (m^2/s)	H_s (m)	E_s (m)	d_p (m)	u_p ($m s^{-1}$)	h_L (m)	ΔE_r (-)
1	0.01	0.03	0.76	0.411	0.01	0.35	0.46
2	0.00	0.02	0.67	0.376	0.01	0.29	0.44
3	0.06	0.11	0.62	0.364	0.02	0.26	0.41
4	0.03	0.06	0.75	0.309	0.01	0.44	0.59
5	0.01	0.04	0.87	0.255	0.02	0.62	0.71
6	0.02	0.06	0.67	0.323	0.01	0.35	0.52
1	0.04	0.08	0.81	0.408	0.05	0.41	0.50
2	0.02	0.05	0.70	0.415	0.05	0.29	0.41
3	0.30	0.31	0.83	0.411	0.08	0.42	0.50
4	0.13	0.18	0.87	0.368	0.06	0.50	0.58
5	0.04	0.09	0.92	0.275	0.09	0.64	0.70
6	0.08	0.13	0.74	0.358	0.06	0.39	0.52
1	0.03	0.07	0.80	0.458	0.06	0.34	0.43
2	0.02	0.05	0.70	0.420	0.07	0.28	0.40
3	0.21	0.25	0.77	0.420	0.10	0.35	0.45
4	0.15	0.19	0.89	0.397	0.08	0.49	0.55
5	0.06	0.10	0.94	0.304	0.10	0.64	0.68
6	0.06	0.10	0.72	0.372	0.09	0.34	0.48
1	0.06	0.10	0.84	0.561	0.13	0.28	0.33
2	0.04	0.09	0.73	0.444	0.15	0.29	0.39
3	0.51	0.45	0.96	0.409	0.20	0.55	0.57
4	0.38	0.37	1.06	0.461	0.17	0.60	0.56
5	0.08	0.13	0.96	0.378	0.21	0.58	0.61
6	0.10	0.15	0.76	0.502	0.16	0.26	0.34
1	0.09	0.14	0.87	0.541	0.21	0.33	0.38
2	0.07	0.12	0.77	0.447	0.25	0.32	0.41
3	0.30	0.31	0.83	0.387	0.30	0.44	0.53
4	0.58	0.49	1.18	0.462	0.25	0.71	0.61
5	0.12	0.17	1.00	0.406	0.31	0.59	0.59
6	0.16	0.21	0.82	0.518	0.24	0.30	0.36

Tabella 33. Parametri, indici statistici e risultati del modello adattato dell'equazione [85] e analisi della varianza.

COEFFICIENTI				ANALISI DELLA VARIANZA		
Parametri	Valori stimati	Errore Standard	Intervallo di confidenza del 95%		Somma dei quadrati	Media dei quadrati
coefficiente	0.381	0.013	0.355	0.407	Modello	20.977
esponente	-0.591	0.044	-0.679	0.504	Residui	0.196
					Totale	21.173
			R^2	74.48		
			R^2 adattato	74.05		
			Errore Standard della Stima	0.056		
			Errore Assoluto Medio	0.044		

I risultati del comportamento cinematico suggeriscono che la maggior parte della variazione spaziale di u avviene nel passaggio dallo *step* alla *pool* mentre, il sotto-tratto dal centro della *pool* all'uscita della *pool* mantiene praticamente la stessa velocità e piccole variazioni dipendono essenzialmente dal restringimento, o allargamento, locale del canale. In tutti i tratti, u generalmente aumenta con la portata Q secondo una funzione quasi lineare nelle sezioni p e t e una legge di potenza nella sezione s (Figura 50). L'andamento piatto di u nella sezione s per le portate massime è causato dall'allargamento della sezione e quindi dall'invarianza di q .

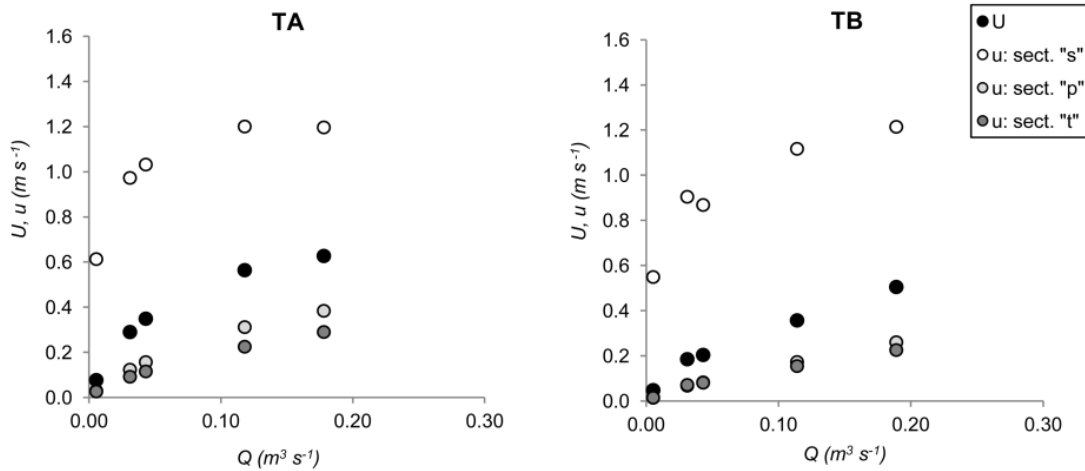


Figura 50. Velocità media di flusso locale u' e di tratto U' in funzione della portata Q per ciascuna prova sperimentale nei tratti TA e TB.

Il confronto della velocità media di tratto U e locale u' suggerisce che il maggiore contributo nella determinazione di U è offerto da u' nelle sezioni p e t . Per questo motivo, la calibrazione di una funzione di potenza generale di U in funzione delle variabili Q e S ($U = k Q^{(j+mS)}$, R^2 adattato = 98,28%; dove, k , j ed m sono i parametri di calibrazione riportati in Figura 51) fornisce valori più elevati dell'esponente di Q per il tratto più pendente (rispettivamente 0.46 e 0.63 per TA e TB), in accordo con le osservazioni precedenti, che hanno sottolineato come la pendenza della cadente energetica delle morfologie scabre cambia più rapidamente quando da un regime di macroscabrezza si passa verso un regime di microscabrezza o ad un regime di transizione (Bathurst, 1985; Smart, 1999; Dingman, 2007).

Ciò evidenzia il ruolo chiave della “spill resistance” in unità *step-pool* ben definite, dove la maggior parte della dissipazione energetica totale dipende dalla serie di “spill resistance” e, secondo l'equazione [85], dalla sommergenza relativa espressa come $d_p/\Delta Z$. Infatti, l'inserimento dell'equazione [85] nell'equazione [63] permette di risolvere per d_p e u_p , che anche, data Q , è una funzione unica con incognita d_p . La “spill resistance” dovuta al salto e secondo l'equazione [85] è in grado di dissipare fino al 75% dell'energia disponibile prima della caduta quando la profondità dell'acqua al centro della *pool* (d_p) è pari al 30% del altezza dello *step*. Aumentando d_p fino all'85% di ΔZ , la dissipazione raggiunge un minimo sperimentale di circa il 40% dell'energia disponibile, che è notevole vista la breve distanza tra la cresta dello *step* e il centro della *pool*.

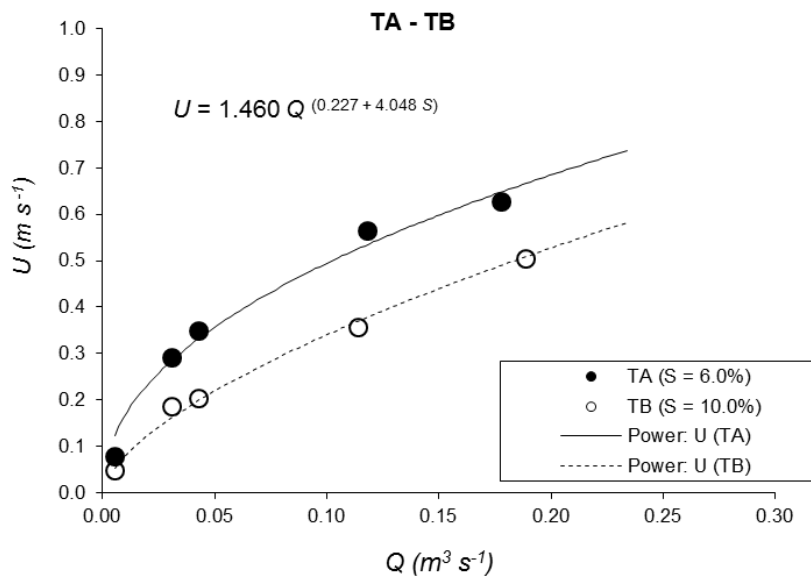


Figura 51. Calibrazione generale dell'andamento della funzione di potenza che lega la velocità media di tratto della corrente U e la portata Q nei due tratti di studio.

Allo stesso modo, nel torrente Rio Cordon (Agordo, Belluno) con morfologia a *step-pool* (pendenza del corso d'acqua di 0.10-0.13 m m⁻¹), Wilcox *et al.* (2011) hanno riscontrato ΔE_r nel range di 0.37-0.78 concludendo che la dissipazione di energia è di circa due terzi dell'energia totale. La funzione dissipativa - equazione [85] - descrive un andamento più preciso di ΔE_r , che può essere verificato utilizzando i dati del Rio Cordon. Questo permette di testare come l'equazione [85] risponde ai contesti naturali con portate maggiori ($Q = 0.8-1.3$ m³ s⁻¹) e *step-pool* a scala reale ($\Delta Z = 0.3-1.6$ m; larghezza dello *step* = 3.3-6.6 m). I risultati dell'applicazione dell'equazione [85] ai dati di Wilcox *et al.* (2011) (Figura 52) sono coerenti e ne dimostrano la promettente robustezza.

Altre indagini per affinare le incertezze dell'equazione [85] dovrebbero concentrarsi sulle condizioni di massima dissipazione di energia, in cui i dati sperimentali sembrano essere leggermente sovrastimati. Meno incerto è la variabilità dei dati per dissipazioni medio/basse, in cui i punti sono più simmetricamente distribuiti attorno alla linea di perfetto accordo e dove gli errori (in particolare per le ΔE_r più basse) potrebbero dipendere dalla morfologia locale della cresta dello *step*, che è in grado di influenzare l'immersione quando d_p è prossimo a ΔZ . La stessa importanza della configurazione dello *step* e della *pool* è stata evidenziata da Zimmermann e Church (2001), i quali hanno infatti concluso che tale energia dissipata dipende dall'altezza e dalla configurazione dello *step*.

Una successiva analisi dei risultati della Tabella 31 e Tabella 32 dimostra che la profondità relativa della *pool* ($d_p/\Delta Z$) e la quantità di massa del flusso diventano fattori decisivi nella dissipazione di energia, anche nonostante la pendenza del canale. Infatti, anche in base alla Figura 51, la stessa Q produce U che sono progressivamente spostate verso i valori più elevati al diminuire della pendenza, che corrisponde topograficamente a minori altezze relative di caduta. Analogamente, Pagliara e Chiavaccini (2006) hanno suggerito per rampe che ΔE_r può essere funzione di due parametri, la sommersione relativa e la pendenza, quest'ultima inversamente proporzionale a ΔE_r . Pertanto, la sommersione relativa diminuendo e la pendenza crescendo sembra che cooperino nel favorire un incremento di ΔE_r . Tale comportamento è visibile anche nel calcolo del coefficiente di scabrezza n di Manning dall'equazione di resistenza turbolenta (Tabella 30 e Figura 5). Qui, la variabile d_m/σ_z , simile a quella considerata da Aberle e Smart (2003), Yochum *et al.* (2012) e Yochum *et al.* (2014), è stata scalata con la pendenza S ottenendo il *fitting* di tutti i dati sperimentali secondo la relazione riportata in Figura 53 la quale è in grado di spiegare (R^2 adattato) il 92.29% della varianza di n (Tabella 34). L' R^2 adattato precedente si ridurrebbe al 13.38% considerando la sommersione relativa d_m/σ_z non scalata sulla pendenza a causa della separazioni dei punti dati tra il tratto TA e TB , aventi valori di d_m/σ_z rispettivamente di 0.64-1.13 e 0.79-1.26.

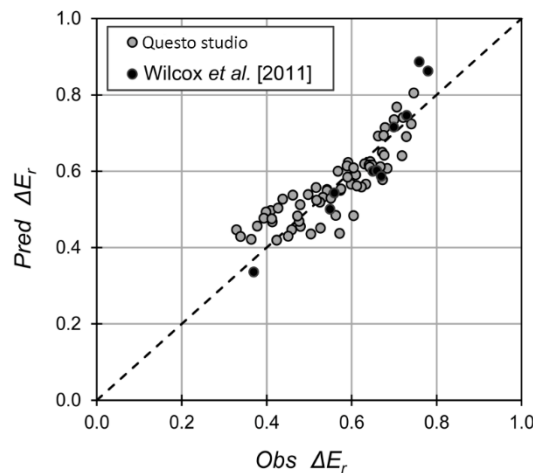


Figura 52. Dissipazione energetica adimensionale ΔE_r osservata (*Obs*) rispetto al corrispondente valore previsto (*Pred*) dall'equazione predittiva [85].

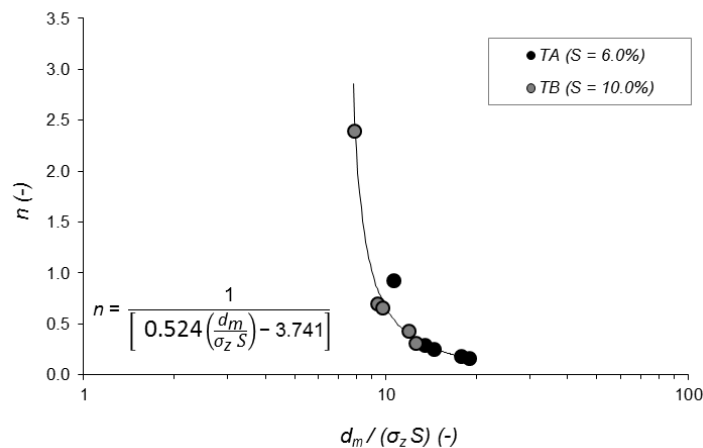


Figura 53. Andamento generale dei dati sperimentali: rapporto tra la sommersione relativa d_m/σ_z e la pendenza media S , rispetto al coefficiente n di Manning.

Questo conferma i risultati di David *et al.* (2010), i quali hanno evidenziato che la predizione della resistenza al flusso negli *step-pool* è notevolmente migliorata quando, in aggiunta alla variabile di sommergenza relativa (raggio idraulico R_h diviso ΔZ), la pendenza del fondo è inclusa. Gli stessi Autori hanno osservato che a parità di pendenza del fondo non si producono differenze significative nel coefficiente di attrito tra la tratti di transizione (letto piano/*step-pool*) e canali a *step-pool*.

Tabella 34. Parametri, indici statistici e risultati delle analisi ANOVA del modello adattato dell'equazione in Figura 53.

COEFFICIENTI					ANALISI DELLA VARIANZA				
Parametri	Minimi	Errore Standard	T Statistico	p-value	Modello	Somma	Media	Rapporto F	p-value
	Quadrati Stimati					dei Quadrati	dei Quadrati		
<i>intercetta</i>	-6.459	0.944	-6.853	0.0000					
<i>pendenza</i>	3.681	0.294	12.513	0.0000	<i>Residui</i>	12.673	1.056	156.57	0.0000
					<i>Totale</i>	178.032			

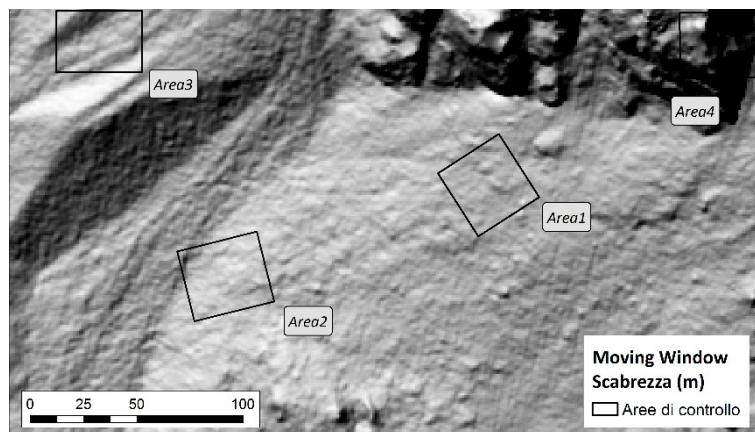
	R^2	92.88
	R^2 adattato	92.29
	Errore Standard di Stima	1.028
	Assoluto Errore Medio	0.823

3.2. LA QUANTIFICAZIONE DELLA SCABREZZA SUPERFICIALE SECONDO IL METODO PROPOSTO IN QUESTA RICERCA

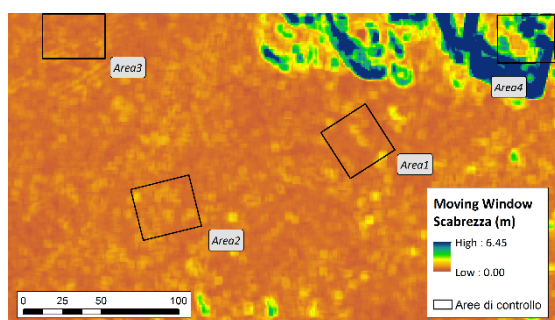
L'area di studio scelta per testare i due metodi proposti di quantificazione della scabrezza superficiale è la porzione del versante del Monte Antelao già impiegata nello studio del fenomeno del crollo di roccia (Figura 54a). È stata scelta questa area poiché si dispone del *DTM* ad 1 m di risoluzione derivante da rilievo *TLS* ed è possibile individuare alcune zone omogenee di interesse. Infatti, sono state identificate 4 diverse aree: un'area direttamente colpita dal crollo di roccia e su cui oggi è presente uno strato detritico di circa 0.30-0.50 m (*Area1* in Figura 54a), un'area posta a valle della prima ed interessata solo parzialmente dal crollo di roccia sulla quale è presente solo occasionalmente qualche detrito (*Area2* in Figura 54a), un'area priva di evidenze dell'azione di pericoli naturali su cui è presente un soprassuolo forestale continuo (*Area3* in Figura 54a) ed un'area dove sono presenti pareti rocciose subverticali (*Area4* in Figura 54a).

Le mappe raster per il confronto tra i due indici di scabrezza già noti in letteratura la nuova metodologia presentata in questo elaborato e sono riportate rispettivamente in Figura 54b-c) e in Figura 55. Entrambi gli indici di letteratura evidenziano chiaramente la parete rocciosa posta a nord-est ed associata a valori elevati. L'indice di Cavalli *et al.* (2008) invece non rileva alcuna significativa variazione di scabrezza lungo il versante che faccia pensare alla presenza di particolari forme morfologiche. Invece, il *Terrain Roughness Index (TRI)* suggerisce, ma non in modo evidente, la possibile presenza di specifiche morfologie per la presenza di aree a diversa scabrezza lungo il pendio.

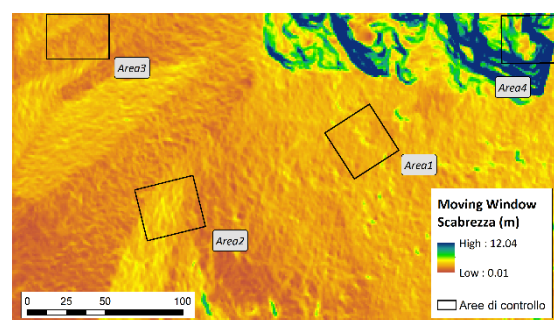
In Figura 55 sono riportate le mappe raster derivanti dall'applicazione del metodo introdotto della *Moving Window (MW)*, calcolato con dimensione della finestra di 5x5, per i tre approcci di trattazione dei residui proposti. Pur variando il campo di esistenza dell'indice, visivamente le mappe non evidenziano particolari differenze. Tutte e tre rilevano la parete rocciosa di nord-est, associandovi i valori maggiori e suggeriscono la presenza di concavità lungo il versante.



a) Area di studio

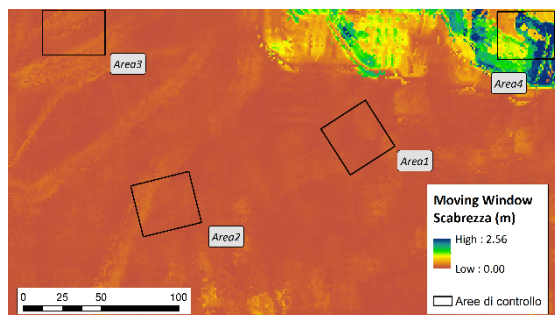


b) Indice di scabrezza di Cavalli *et al.* (2008)

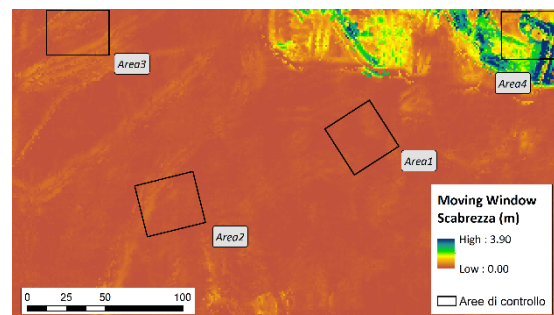


c) *Terrain Roughness Index*

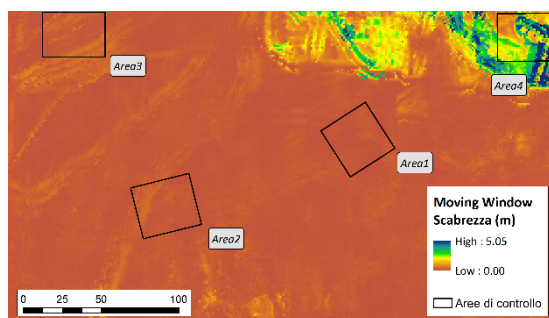
Figura 54. a) Area di studio scelta per testare i metodi per la quantificazione della scabrezza superficiale proposti in questa tesi; b) mappa raster dell'indice di scabrezza di Cavalli *et al.* (2008) per l'area di studio; c) mappa raster dell'indice di scabrezza TRI (*Terrain Roughness Index*).



a) Deviazione standard



b) Distribuzione log normale



c) Distribuzione *kernel*

Figura 55. Mappe raster dell'indice di scabrezza superficiale calcolato con il metodo della *Moving Window*: a) deviazione standard; b) distribuzione log normale; c) distribuzione *kernel*.

Anche per il metodo che impiega la *Moving Circle* (MC), le mappe raster risultanti non evidenziano particolari differenze pur variando anche in questo caso il campo di esistenza dell'indice. Ciononostante le mappe differiscono nettamente da quelle risultanti dalla *Moving Window*. Infatti, il metodo del cerchio mobile sembra mostrare un maggior potenziale nel campo dell'analisi morfologica poiché emerge chiara la presenza di concavità e convessità lungo il versante nonché la locale presenza di locali sbalzi topografici. La trattazione dei residui con l'approccio della deviazione standard (Figura 55a) fornisce maggiore enfasi, rispetto agli altri, alla parete rocciosa di nord est, mentre le distribuzioni *log normale* (Figura 55b) e *kernel* (Figura 55c) alle incisioni di versante.

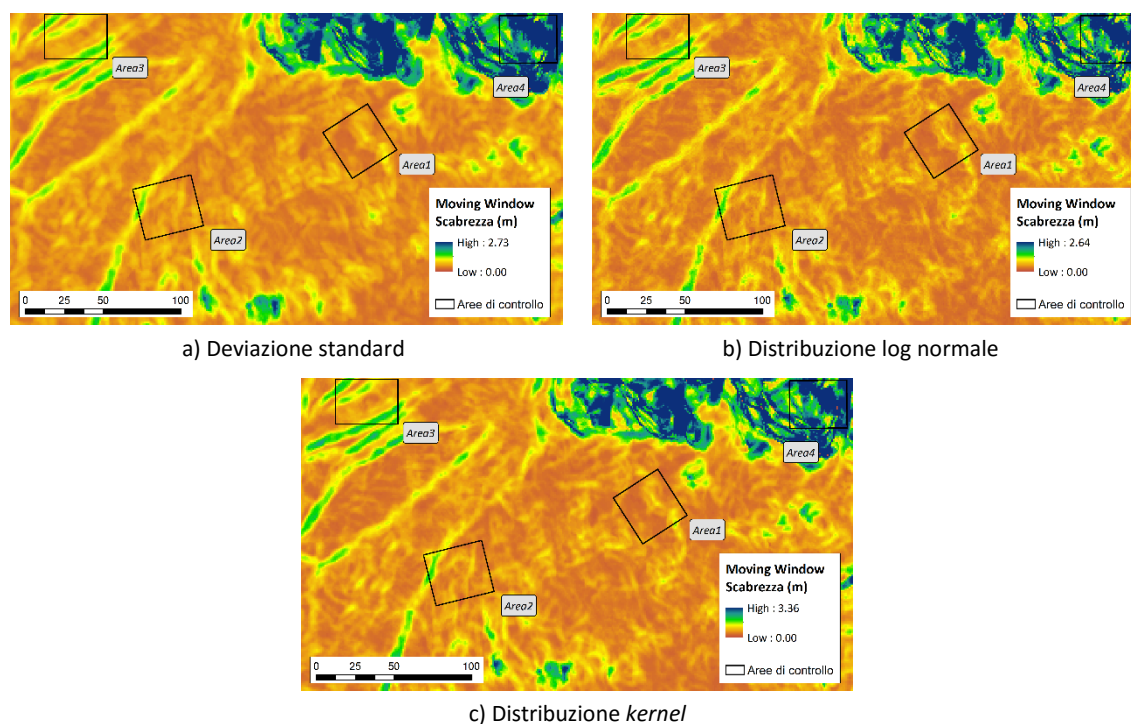


Figura 56. Mappe raster dell'indice di scabrezza superficiale calcolato con il metodo della *Moving Circle*: a) deviazione standard; b) distribuzione log normale; c) distribuzione *kernel*.

In Tabella 35 sono riportate le principali statistiche dei valori di scabrezza ottenuti per le 4 aree omogenee di test dalle 6 diverse combinazioni derivanti dal metodo (*MW* o *MC*) e dall'approccio di trattazione dei residui (*Sd*, *Ln* e *K*).

In *Area1* il valore medio di scabrezza varia da un minimo di 0.088 m prodotto dalla combinazione *MW-Sd* ad un valore massimo di 0.167 m prodotto dalla combinazione *MC-k*. Le medesime combinazioni hanno condotto ai valori minimi e massimi anche nelle altre 3 aree di test e spaziano rispettivamente tra i seguenti valori: 0.104 m - 0.185 m, 0.090 - 0.170 m, 0.079 - 0.144 m. Quindi, *MC-k* ha condotto a valori medi di scabrezza che sono quasi doppi rispetto a *MW-Sd*. Quanto osservato vale anche per i valori mediani, che nei casi analizzati si discostano al massimo di 0.017 m dal valore medio. La combinazione *MC-k* è quella che produce anche i valori di deviazione standard più elevati, indice di una più ampia variabilità dei valori di scabrezza all'interno delle aree di test. Nuovamente, se *MC-k* mostra la più ampia variabilità, *MW-Sd* produce la minore.

Si osserva inoltre che l'approccio che impiega la distribuzione di *kernel* produce le maggiori differenze tra i valori medi nelle 4 aree, più marcate per *MW*, il cui è sempre associato anche ad una maggiore dispersione dei valori. Al contrario, la minore differenza è prodotta da *Sd* per il metodo *MW* e

da Ln per il metodo MC. In questo ultimo caso in particolare le differenze sono marcate rispetto agli altri due approcci attestandosi attorno a valori pari a poco più di 3/4 dei valori osservati con gli altri approcci.

Queste osservazioni consentono quindi di cogliere alcune utili informazioni per un uso pratico di questo metodo nel campo dell'analisi morfologica della superficie del terreno. Infatti, presupposti per una corretta classificazione sono una ridotta variabilità dei valori all'interno delle aree omogenee ed un'ampia variabilità tra le aree omogenee. Con queste indicazioni appaiono di maggiore interesse i risultati prodotti dalle combinazioni MW-Ln e MC-Sd, seppur in assoluto l'algoritmo MC è quello che soddisfa le esigenze classificatorie.

Tabella 35. Statistiche dei valori di scabrezza ottenuti nelle 4 aree omogenee di test per le 6 diverse combinazioni di metodo e approccio proposte.

metodo	approccio	statistiche					
		(m)	Area1	Area2	Area3	Area4	
MW	Deviazione Standard	media	0.088	0.104	0.090	0.079	
		mediana	0.079	0.096	0.081	0.070	
		deviazione standard	0.032	0.033	0.032	0.029	
	Distribuzione LogNormal	media	0.111	0.140	0.114	0.107	
		mediana	0.102	0.129	0.105	0.095	
		deviazione standard	0.042	0.050	0.035	0.042	
	Distribuzione kernel	media	0.144	0.182	0.149	0.139	
		mediana	0.133	0.167	0.136	0.123	
		deviazione standard	0.054	0.062	0.046	0.053	
	MC	Deviazione Standard	media	0.159	0.175	0.164	0.135
			mediana	0.149	0.169	0.155	0.122
			deviazione standard	0.058	0.041	0.053	0.051
Distribuzione LogNormal		media	0.127	0.142	0.131	0.110	
		mediana	0.115	0.136	0.122	0.098	
		deviazione standard	0.053	0.040	0.045	0.046	
Distribuzione kernel		media	0.167	0.185	0.170	0.144	
		mediana	0.150	0.177	0.159	0.129	
		deviazione standard	0.068	0.051	0.058	0.059	

Per comprendere meglio le differenze tra i due metodi e i tre diversi approcci di trattazione dei residui sono state riportate in le distribuzioni di frequenza (su scala geometrica) dei valori di scabrezza ottenuti per le 4 aree omogenee descritte precedentemente (Figura 57 e Figura 58 Tabella 23).

Entrambe le finestre mobili portano ad una distribuzione di frequenza dei valori di scabrezza unimodale nelle 4 diverse aree omogenee di confronto, ad eccezione del metodo MW abbinato a Sd nell'Area4. Il metodo MW conduce, per i 3 approcci proposti per la trattazione dei residui, ai medesimi picchi di frequenza dei valori di scabrezza nelle 4 aree. I picchi di frequenza si collocano, rispettivamente per le 4 aree, nelle classi di scabrezza: 0.09-0.14 m, 0.09 - 0.14 m, 0.14 - 0.20 m e 1.03 - 1.54 m. Simili valori si osservano per il metodo MC seppur in alcuni casi essi traslino di una classe.

Per verificare se vi è una differenza statisticamente significativa, con un livello di significatività del 95%, tra le distribuzioni di frequenza ottenute per i 6 metodi nelle 4 aree di studio è stato condotto il test statistico di Kolmogorov-Smirnov il quale consente di verificare l'ipotesi che due campioni di dati

provengano o meno dalla stessa popolazione. I valori di scabrezza ottenuti nelle 4 aree omogenee sono risultati sempre differire tra loro ($p\text{-value} < 0.0001$) per ciascun metodo proposto. Questo lascia suggerire la possibilità di giungere ad una classificazione automatica delle diverse forme morfologiche sulla base del valore dell'indice di scabrezza proposto. In particolare, osservando le statistiche descrittive i metodi che abbinano la finestra mobile circolare e analisi dei residui tramite la deviazione standard e la distribuzione log normale sono quelli che forniscono le differenze tra le mediane delle 4 aree omogenee maggiori nonché i range di variazione all'interno di ciascuna area minori.

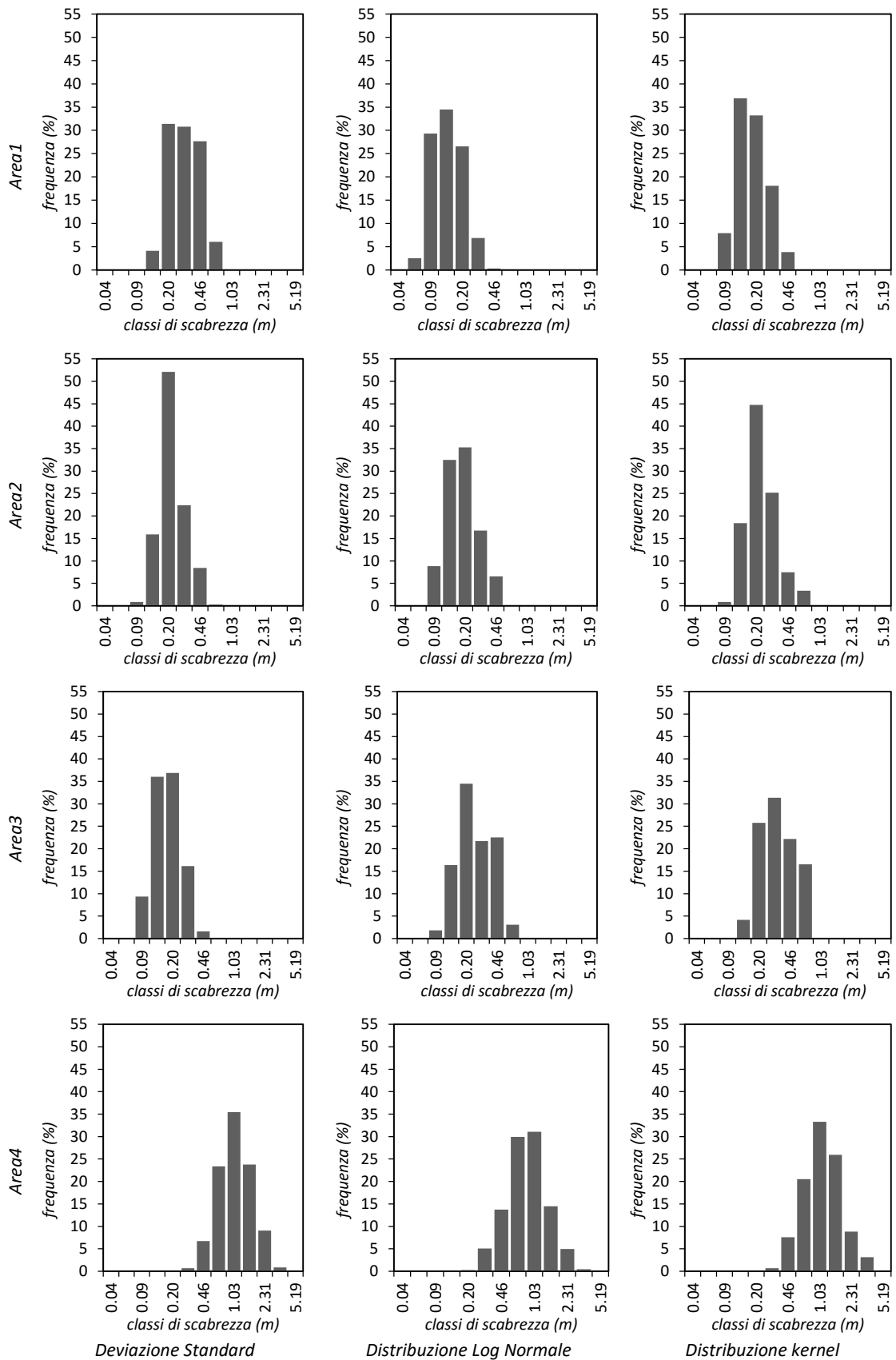


Figura 57. Distribuzioni di frequenza dei valori di scabrezza calcolati con la *Moving Window* e i tre approcci di trattazione dei residui per le 4 aree omogenee di indagine.

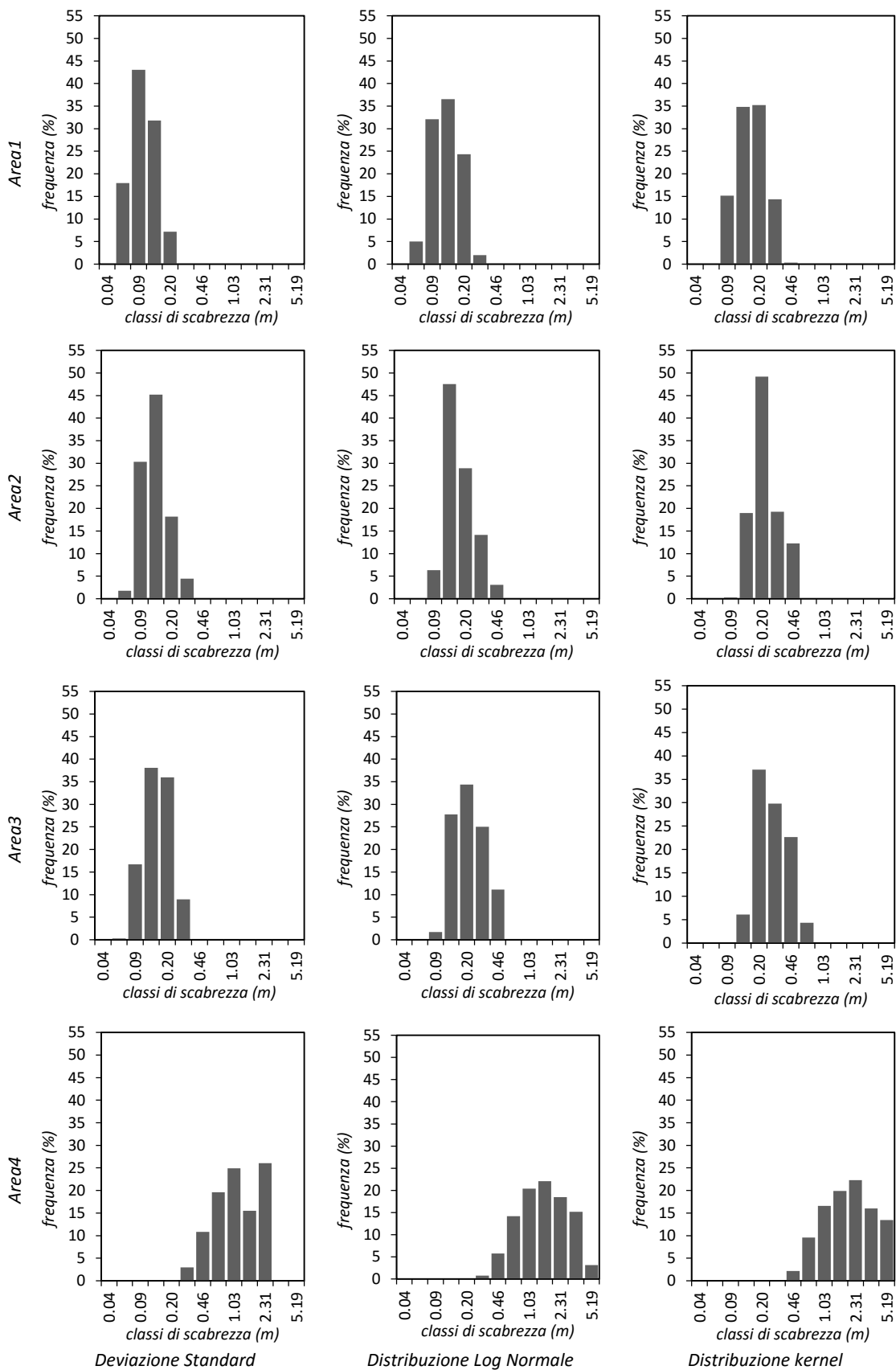


Figura 58. Distribuzioni dei valori di scabrezza calcolati con la *Moving Circle* e i tre approcci di trattazione dei residui per le 4 aree omogenee di indagine.

3.3. APPLICAZIONE DEL NUOVO METODO PER LA QUANTIFICAZIONE DELLA SCABREZZA SUPERFICIALE NELLA MODELLAZIONE NUMERICA DEI CROLLI DI ROCCIA: IL CASO DI STUDIO DELLE PROVE A SCALA REALE DI CADUTA MASSI (VAUJANY, FRANCIA)

Allo scopo di allargare il campo d'impiego del metodo proposto in questa ricerca per la quantificazione della scabrezza superficiale, si è verificata la possibilità di un utilizzo all'interno dei modelli di simulazione numerica. Il *software* scelto per il test è stato RockyFOR-3D, mentre l'area è stata il canale da valanga nella foresta comunale di Vaujany (Francia) impiegato dal gruppo *EM* del centro *IRSTEA* di Grenoble (Francia) per l'esecuzione di test di caduta massi a scala reale. Di quest'area si dispone del *DTM* 1x1 m derivante da scansione laser *TLS* e i risultati dei test a scala reale condotti in campo dal gruppo di lavoro.

In RockyFOR-3D la scabrezza è descritta dall'indice di scabrezza *rg* il quale non rappresenta la micro topografia del terreno, ma i massi situati lungo il pendio che vanno ad ostacolare la caduta del blocco ed è valutato guardando il versante verso valle. La scelta richiede molta attenzione poiché esso è impiegato per il calcolo del coefficiente di restituzione tangenziale determinando perciò l'energia persa durante il rimbalzo. Ai fini della definizione dei parametri di scabrezza *rg70*, *rg20* e *rg10* richiesti in input dal programma, è stato scelto di assegnare i valori corrispondenti al 30°, 80° e 90° percentile calcolati dalle tre diverse distribuzioni di frequenza impiegate all'interno della finestra mobile rettangolare (*Moving Window, MW*). Le prove di calibrazione hanno condotto alla scelta di una finestra mobile di 5x5. Seguendo il lavoro di Bourrier *et al.* (2009), per ciascuna prova sono state assegnate al *software* un numero di simulazioni pari a 10'000 ed un'altezza iniziale di caduta di 5.0 m. Ai massi è stata assegnata una forma sferica di raggio 1.085 m e i tipi di suolo corrispondenti alla tipologia 3 (Tabella 13) per il canale da valanga fino alla strada forestale che lo interseca alla quale è stata assegnata la tipologia 7 e 4 a valle di questa.

I risultati dell'applicazione dell'algoritmo di scabrezza per la stima del parametro *rg20* con l'utilizzo della finestra mobile rettangolare (*MW*) sono riportati in Figura 59. Tra le scabrezze calcolate con il metodo *MW* l'approccio che impiega la distribuzione log normale (*LN*) ha prodotto i valori di scabrezza generalmente minori, mentre i valori più elevati sono stati ottenuti con la distribuzione *kernel* (*k*). In particolare, prestando attenzione al canale da valanga impiegato per i test a scala reale e la strada forestale che interseca il canale, si osserva che i valori maggiori sono ottenuti nel primo dall'approccio *k* (di circa 0.05-0.20 m rispetto ad *Sd* e di circa 0.01-0.05 m a *LN*) e con l'approccio *Sd* nel secondo (di circa 0.05-0.10 m rispetto ad *LN* e di circa 0.02-0.05 m a *k*). Anche in corrispondenza della scarpata della strada forestale *LN* e *k* hanno condotto a valori superiori di *rg* rispetto a *Sd*. *Sd* ha perciò prodotto la minor variabilità di scabrezza sull'intero *DTM* di studio.

Le differenze di *rg20* individuate della mappa raster si traduce in RockyFOR-3D nelle mappe raster di output del numero di passaggi, riportate in Figura 51, nelle quali si osserva la maggiore dispersione laterale generata dalla scabrezza *Sd* che occupa a ventaglio l'intero dominio di calcolo, ciò nonostante il maggior numero di passaggi, sui 10000 simulati, rimane ben confinato all'interno dell'impluvio. *LN* e *k* invece producono meno fenomeni di dispersione laterale rimanendo per lo più confinate entro il canale di test, ma un numero più elevato di passaggi all'esterno. Questo indica una maggior predilezione dei massi a seguire determinati percorsi di caduta all'esterno del canale. In questo caso occorrerebbe quindi capire se la fuoriuscita dei massi dal canale è una reale possibilità o la diretta conseguenza di una scabrezza eccessivamente elevata.

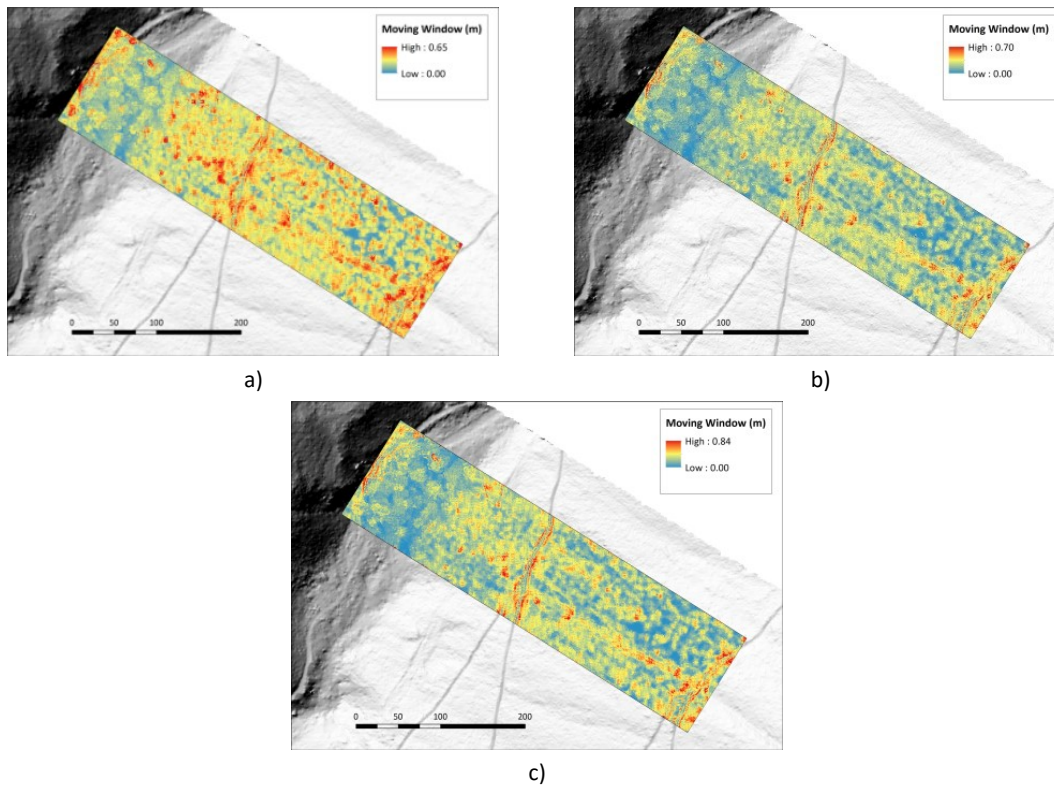


Figura 59. Mappe raster del parametro di scabrezza rg_{20} risultate dall'algorithm *Moving Window (MW)*: a) deviazione standard (Sd); b) distribuzione log normal (LN); c) distribuzione *kernel* (k).

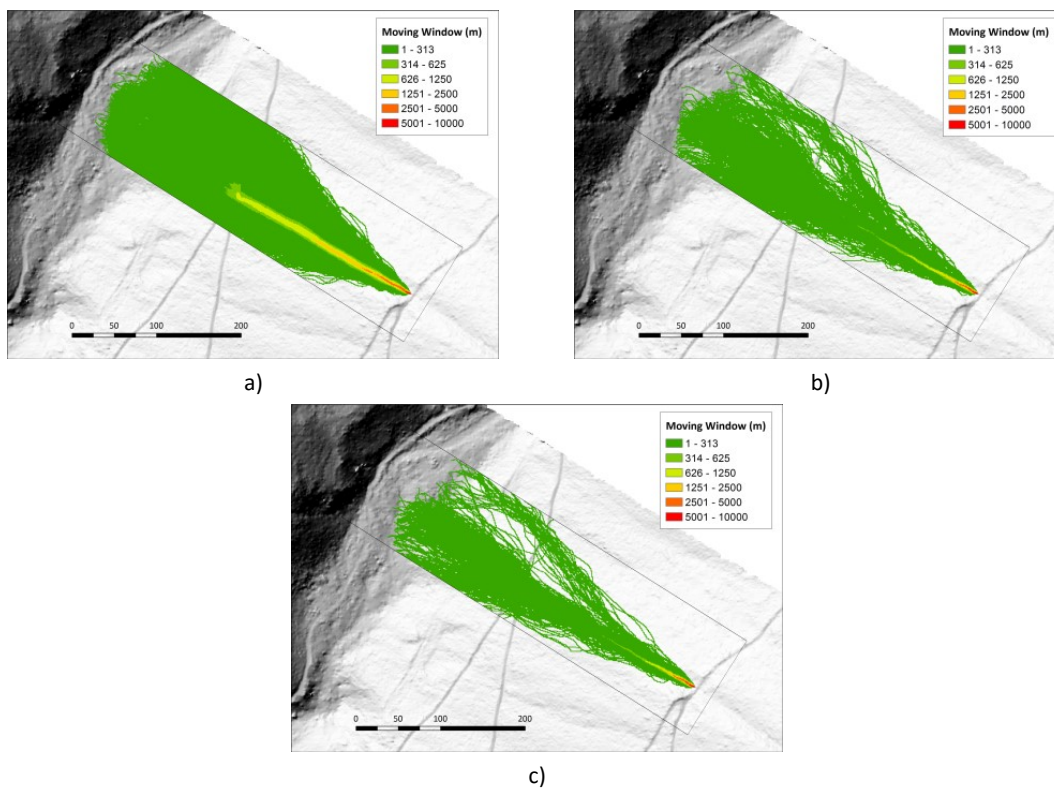


Figura 60. Mappe raster di output del modello RockyFOR-3D del numero di passaggi (Nr Passaggi) risultate dall'impiego dei valori di rg derivanti dall'algorithm *Moving Window (MW)*: a) deviazione standard (Sd); b) distribuzione log normal (LN); c) distribuzione *kernel* (k).

DISCUSSIONI GENERALI

L'attività di ricerca che è stata esposta in questa tesi si prefiggeva lo scopo di esplorare il modo in cui la superficie del terreno e la vegetazione influenzano la mobilità di alcuni processi naturali tipici degli ambienti montani e come la vegetazione sia a sua volta influenzata dal processo stesso. I processi indagati sono stati: il crollo di roccia, la caduta massi, le colate detritiche e le correnti idrauliche. L'analisi è stata eseguita a diverse scale d'indagine attraverso, ovvero attraverso l'osservazione delle evidenze di campo e la raccolta di dati di eventi reali, la modellazione fisica, a scala reale e ridotta, e la modellazione numerica. La scelta di analizzare diversi tipi di processi a diversa scala ha consentito non solo di comprendere meglio il comportamento globale e l'evoluzione dei singoli fenomeni, ma anche di trovare analogie tra i diversi tipi di processi. Infatti, di volta in volta, alcuni comportamenti che risultavano mascherati da altri fattori ad una determinata scala di indagine, sono risultati chiari ad un'altra scala. Queste analogie possono fornire informazioni utili nella definizione di linee guida per la gestione dei boschi di protezione laddove vi è la necessità di una difesa integrata nei confronti di più processi naturali, come spesso accade nei conoidi alpini.

1. LA FUNZIONE DI PROTEZIONE DELLE FORESTE NEL FAVORIRE L'ARRESTO DEI PERICOLI NATURALI: ANALISI A DIVERSA SCALA PER DEFINIRE UTILI INFORMAZIONI DI GESTIONE

Numerosi boschi sono in grado di offrire una protezione efficace contro pericoli naturali come valanghe, cadute di massi, frane e colate detritiche. Questi boschi, definiti di protezione, difendono l'uomo, i beni materiali, le vie di comunicazione e le infrastrutture impedendo il verificarsi dei processi di pericolo (protezione indiretta) o riducendone l'impatto (protezione diretta). Ma la funzione protettiva si realizza solo se il bosco è gestito correttamente e in modo sostenibile (Ott *et al.*, 1997; O'Hara, 2006; Mizunaga *et al.*, 2010).

1.1. LA PROTEZIONE DAI CROLLI DI ROCCIA

Il bosco lungo i versanti montani svolge un'azione di protezione diretta nei confronti dei fenomeni della caduta massi e del crollo di roccia anche se, quando si verificano eventi estremi, come il caso di studio del versante del Monte Antelao, esso mostra i suoi limiti. Inoltre, mentre nel caso delle valanghe o

delle alluvioni, la minaccia è spesso limitata a pochi giorni nell'arco di un anno, così non è per la caduta massi (Badran, 2012). Appare quindi chiara l'importanza di comprendere la risposta a diversa scala - delle singole piante e dell'intero popolamento forestale - a questi fenomeni ed in particolare la loro capacità di sopravvivenza per garantire la salvaguardia e la promozione a lungo termine del bosco di protezione.

- **Analisi dei danni provocati dal crollo di roccia agli alberi**

Al crescere del *DBH* cresce la probabilità che un albero sia colpito dalla caduta di un masso. Infatti, diversi Autori (ad es. Perret *et al.*, 2006; Aydin *et al.*, 2012) hanno osservato un maggior numero di lesioni su individui di grandi dimensioni, seppur questo diminuisca all'aumentare della distanza dall'area di distacco. In accordo con tali conclusioni, anche nel caso del bosco colpito dal crollo di roccia lungo il versante del Monte Antelao, sono stati osservati *DBH* medi maggiori tra le piante danneggiate (61.7%) rispetto le piante non danneggiate (38.3%). Questi *DBH* medi sono stati valutati entro zone del 20% della massima distanza del campione di piante osservato dalla zona di distacco e, in ogni fascia, le piante prive di segni dell'impatto con i massi hanno fatto registrare *DBH* minori, in media dell'87.4%. In entrambi i casi, è stata osservata una tendenza alla diminuzione dei *DBH* delle piante campionate allontanandosi dalla zona di rilascio. Inoltre, non sono state individuate piante nella prima fascia (entro il 20% della massima distanza). Qui l'impatto al suolo e la successiva frantumazione del blocco roccioso ha causato la totale distruzione ed asportazione del popolamento forestale. Invece, il 50% circa delle piante prive di danni è stata osservata oltre il 60% della massima distanza, la metà delle quali però sono morte. Per il versante del Monte Antelao l'elevata mortalità di piante non danneggiate è sicuramente riconducibile all'azione di fattori biotici, nello specifico dello scolitide *Ips acuminatus*. Al contrario, il 74% circa delle piante danneggiate si colloca entro l'80% della massima distanza e il 31% sono morte. Considerando le sole piante vive entro l'80% della massima distanza si trova più di due terzi (78%) degli alberi danneggiati, i quali sono il 46.6% del totale delle piante vive, mentre più della metà delle piante prive di danni, le quali sono il 53.4% delle piante vive, è stata campionata oltre il 60% della massima distanza.

Proseguendo l'analisi dei soli alberi sopravvissuti al crollo è interessante notare che oltre il 40% della massima distanza le piante vive e prive di danni mostrano un *DBH* medio superiore in ciascuna fascia in media del 15% rispetto alle piante vive ma danneggiate. Al contrario entro il 40% della massima distanza gli individui vivi e privi di danno hanno un *DBH* elevato (28 cm) rispetto agli individui danneggiati (14 cm). Va precisato che i primi sono meno della metà (2.3% del totale delle piante vive campionate) dei secondi (6.8% del totale delle piante vive campionate). Nella medesima area, gli individui morti sono caratterizzati da *DBH* medi di 19 cm e rappresentano il 43.5% del totale delle piante morte e il 14.9% del totale. Il *DBH* medio in fasce di 20% della massima lunghezza di campionamento, degli alberi morti è superiore a quello degli alberi vivi entro il 60%, mentre oltre tale valore le piante vive esibiscono *DBH* più elevati. Ciò suggerisce che gli impatti entro il 60% della massima distanza producono danni tali da condurre alla morte circa 2/3 delle piante colpite anche se di elevate dimensioni, mentre proseguendo a valle le forze e il numero degli impatti ridotto sono probabilmente la causa del ridotto numero di alberi morti rilevati.

Per la gestione dei boschi di protezione, Schwitter (1998) dettò la regola generale che il *DBH* medio degli alberi di un popolamento forestale dovrebbe essere pari ad almeno 1/3 della dimensione dei massi che cadono. Durante i rilievi di campo sono stati misurati anche i diametri di massi arrestatisi dietro alcune piante. L'analisi dei diametri medi dei massi all'interno delle classi diametriche di 5 cm per il crollo che ha interessato il versante del Monte Antelao, suggerisce una sovrastima del valore proposto da Schwitter (1998) in quanto le piante morte all'interno delle classi esibiscono un valore medio di 0.18, circa 1/3 inferiore a 0.3.

Il 37.2% degli alberi danneggiati è stato interessato da abrasioni del tronco più o meno profonde. Questo tipo di danno è quello che si è osservato più frequentemente nell'area di indagine, mentre per il

10.3% delle piante campionate sono stati individuati più di una tipologia di danno sullo stesso individuo. Aydin *et al.* (2012) hanno osservato come gli alberi di maggiori dimensioni situati nella parte alta ed intermedia del versante soggetto a caduta massi fossero caratterizzati da un maggior numero di abrasioni e che queste presentavano maggiore estensione. Per il caso del Monte Antelao, il 64.0% degli individui colpiti da più danni ha diametro inferiore a 20 cm e le classi più frequenti sono la classe 10 - 15 cm e la classe 15 - 20 cm, ma non sia stato identificato alcun trend che suggerisca una diminuzione del numero di danni sullo stesso tronco allontanandosi dalla zona di rilascio, confermando Perret *et al.* (2006). Invece, Aydin *et al.* (2012) hanno trovato una significativa relazione tra *DBH* e il numero di danni sullo stesso individuo.

- **Analisi del ruolo protettivo della foresta contro il crollo di roccia nel medio/lungo periodo**

Le linee guida tradizionali per la gestione dei boschi di protezione fanno generalmente riferimento a densità e diametri minimi i quali difficilmente possono essere sostenuti da un soprassuolo forestale coetaneo durante l'intero ciclo di sviluppo. Infatti, gli stadi giovanili sono contraddistinti da elevatissima densità e *DBH* contenuti, mentre al contrario, gli stadi più maturi da *DBH* elevati e basse densità. Per tale motivo è importante comprendere come cambia l'effetto protettivo durante l'evoluzione di un popolamento.

I boschi ad alta densità forniscono un'elevata protezione per i blocchi di piccole dimensioni per la maggior probabilità di impatto che essi determinano (Dorren *et al.*, 2005). Ma allo stesso tempo per fermare massi di grandi dimensioni, caratterizzati da elevate velocità ed energie, sono necessari alberi di grandi dimensioni. Infatti, nonostante l'alto numero di non passaggio dei due popolamenti più giovani, osservato lungo le due linee di valutazione *L01* e *L02*, il numero di passaggi rimane comunque elevato: più del 16% delle celle sono interessate da un numero di passaggi uguale o superiore a 1000. Inoltre, in *L02* essi determinano una scarsa dispersione laterale che essi originano. La fustaia stramatura invece ha fatto osservare solo il 9% e lo 0% delle celle con un numero di passaggi ≥ 1000 rispettivamente in *L01* ed *L02*, concentrando la maggior parte della variabilità, 55% e 83% rispettivamente in *L01* ed *L02*, tra $1 > Nr$ *Passaggi* > 1000 .

Nelle linee guida per la gestione dei boschi di protezione contro la caduta massi per massi di 0.4-0.6 m di diametro, Frehner *et al.* (2005) raccomandano una densità non inferiore a 300 individui ad ettaro con *DBH* superiore a 24 cm. Anche Rawat (2012) per le foreste temperate himalayane suggerisce la medesima densità per la difesa contro massi di diametro di 0.5-0.6 m. I risultati di questo studio suggeriscono però che un bosco di tale struttura, rappresentato dal popolamento di 100 anni, nella prima parte di versante non appare così efficace nell'esprimere la funzione protettiva come un soprassuolo giovane, mostrando un andamento discontinuo e plurimodale della curva di frequenza che si traduce in elevate frequenze delle celle interessate dal passaggio dei massi associate ad elevati valori, così come la fase di spessina (50 anni) nella parte terminale.

Questi risultati confermano perciò le precedenti conclusioni che portano a sconsigliare la presenza di un popolamento giovane nella parte distale del versante interessato dal crollo se non supportata da un popolamento di adeguata densità a monte. Così come sconsigliare la presenza di un popolamento di ridotta densità a ridosso della parete subverticale se non adeguatamente supportato dalla presenza di un popolamento di adeguato *DBH* a valle.

Infatti, come osservato da Radtke *et al.* (2013) nello studio della capacità di protezione offerta dai boschi ceduo contro la caduta massi, anche questo studio evidenzia che nelle formazioni giovani, le quali hanno densità elevate, le quantità di energia dissipate nell'urto è troppo bassa per fermare il masso a

causa dei ridotti diametri. Mentre le foreste mature, al contrario, sono in grado di fornire una migliore protezione, perché la dissipazione di energia in seguito all'impatto è, in media, maggiore. Quindi, dai risultati di questo studio suggeriscono che il diametro dei fusti sia un parametro più importante della densità nella valutazione dell'effetto protettivo dei boschi contro la caduta massi, come indicato anche da Radtke *et al.* (2013), ed i crolli di roccia.

Occorre però sottolineare come l'elevato potere protettivo del soprassuolo forestale sopravvissuto al crollo di roccia che ha interessato l'area di studio del Monte Antelao, pari al 92% già a 1/4 della massima distanza percorsa nell'ipotesi dell'assenza del popolamento forestale, ponga ulteriormente l'attenzione sull'importanza dei parametri di scabrezza nella definizione delle massime distanze percorse dai massi.

1.2. LA PROTEZIONE DALLE COLATE DETRITICHE

Predire la distanza di arresto delle colate detritiche è la fase più critica nella delimitazione delle aree a rischio (D'Agostino *et al.*, 2010). A tale scopo sono stati proposti diversi metodi empirici che dipendono principalmente dalla topografia - cioè, la pendenza, la larghezza e la lunghezza del canale a monte e la pendenza della pianura deflusso (ad es. Rickenmann, 2005; D'Agostino *et al.*, 2010; Griswold e Iverson, 2008; Scheidl *et al.*, 2013) -, o dal volume (ad es. Takahashi, 1991; Bathurst *et al.*, 1997; Rickenmann, 1999; Berti e Simoni, 2007). Ma solo pochi studi tengono conto della presenza o assenza della foresta e la sua gestione lungo il conoide (ad es. May, 2002).

- **Le evidenze di campo**

Ishikawa *et al.* (2000) pone l'attenzione sull'importanza del ruolo della componente forestale sui versanti montani, la quale garantisce una significativa funzione di prevenzione e mitigazione dei disastri causati dai fenomeni di *debris flow* inducendo una riduzione delle *runout*, incrementando, a parità di volume depositato, lo spessore del deposito e riducendo sensibilmente gli sforzi e le pressioni di impatto generate dal fenomeno. Ma, le attività dei *debris flow* causano anche un disturbo fisico alla vegetazione coinvolta distruggendola o arrecandovi danno. Inoltre, quando viene distrutta essa colonizza i depositi in base a particolari parametri ecologici come la stabilità del suolo, la disponibilità di acqua e il microclima. I *debris flow* quindi condizionano la diversità specifica innescando periodicamente nuove dinamiche successionali (Baroni *et al.*, 2007).

Per i processi di *debris flow* avvenuti lungo i torrenti Somprade e Senago, l'interesse della ricerca è stato posto allo studio degli effetti della scabrezza connessa alla presenza del soprassuolo arboreo sulla propagazione del flusso. Nei casi di studio analizzati, il numero di specie e la densità arborea sono state più elevate nelle aree affette dall'inondazione dei *debris flow* rispetto alle zone indisturbate adiacenti. Ciò è evidente dai valori calcolati dell'indice di diversità di Shannon-Wiener (1949) e di Jaccard (1901). Dato che la forza distruttiva delle colate detritiche colpisce porzioni più o meno localizzate del conoide alluvionale e con diversa intensità, i conoidi possono ospitare specie provenienti da fasi successionali diverse (Brugger, 2002) e perciò le comunità vegetali sono in grado di riflettere la complessa interazione tra la vegetazione, i processi idrogeologici e la frequenza di accadimento (Johnson *et al.*, 2000).

L'eterogeneità di frequenza ed intensità delle colate detritiche hanno creato un mosaico di patch forestali sul conoide alluvionale, come osservato anche da Yajima *et al.* (1998). In particolare nel caso di studio del rio Somprade, si è osservata una diversità specifica nulla - poiché tutta la vegetazione è stata abbattuta dal flusso e coperta dai sedimenti depositi - nella parte superiore del deposito, dove sia intensità che frequenza del *debris flow* sono stati molto elevati. Diversamente, nelle aree in cui l'intensità

e la frequenza del *debris flow* sono minori, come nel caso presentato dell'evento del rio Senago, la vegetazione sopravvive mostrando una ricchezza di specie decisamente superiore rispetto alle zone indisturbate. Le differenze tra le zone disturbate nella parte intermedia e terminale del deposito del rio Somprade - dove la vegetazione è sopravvissuta - e le aree indisturbate sono invece meno rilevanti, probabilmente per il fatto che l'intero conoide può essere considerato affetto stagionalmente da fenomeni di disturbo, anche se con frequenza ed intensità eterogenee. Rixen *et al.* (2007) hanno trovato che la densità non differisce significativamente tra percorsi di valanga non attivi ed attivi, mentre è significativamente inferiore nelle aree indisturbate. Queste osservazioni non trovano riscontro nelle conclusioni di Connell (1978) il quale ha rilevato che la diversità è maggiore quando i disturbi sono intermedi sulle scale di frequenza e intensità. Infatti, nel caso del rio Somprade e dei canali da valanga attivi la diversità specifica si mantiene elevata. In particolare, i valori massimi di diversità sono stati osservati dove il disturbo occorre con maggiore frequenza ed intensità, ma non tali da essere distruttivi, come nella parte inferiore dell'area del deposito del rio Somprade. Quindi, i risultati suggeriscono che un'alta diversità specifica è mantenuta quando i disturbi sono intermedi sulle scale di frequenza e/o intensità.

Senza considerare la parte superiore del deposito del rio Somprade, dove non è stato possibile quantificare la mortalità degli alberi, in entrambe le aree di studio il maggior numero di individui morti al momento dei rilievi di campo (a 2 anni dagli eventi) si è concentrata nella zona centrale. Un'analoga distribuzione della mortalità è stata osservata anche da Procter *et al.* (2012). In generale, si può affermare che gli alberi con diametro maggiore hanno una minore probabilità di essere danneggiati dall'impatto dei flussi detritici in quanto la forza resistente è proporzionale al quadrato, o al cubo, del diametro dell'albero (Mizuyama *et al.* 1988: in Ishikawa *et al.*, 2003; Hayashi *et al.*, 1999: in Ishikawa *et al.*, 2003). Anche la Figura 35 mostra una riduzione della mortalità degli alberi all'aumentare del diametro, sostenendo tale affermazione. Nel sito del rio Somprade, il rapporto sembra seguire una legge di potenza con un esponente negativo prossimo a 2.5, mentre nel caso di studio del rio Senago non è riconoscibile alcuna relazione poiché la mortalità riguarda solo le due classi di *DBH* minori. Ciò è probabilmente dovuto alla minore intensità del *debris flow*.

Analizzando la distribuzione spaziale della mortalità, nel caso del rio Somprade, è stato osservato che l'86.2% degli alberi morti aveva *DBH* inferiore a 10 cm. Di questi, l'89.4% è stato rilevato nella zona di collisione, mentre solo il 10.6% nella zona di attrito. Analogamente, nella zona di deposito del rio Senago, alberi morti sono stati rilevati unicamente nella zona collisionale (di cui il 91.3% aveva diametro inferiore a 10 cm). Pertanto, i risultati suggeriscono che alberi con *DBH* superiore a 10 cm sono in grado di sopravvivere all'impatto del *debris flow* nella zona di transizione tra la fase collisionale e frizionale. Mentre, alberi di dimensione minore sono in grado di sopravvivere nella zona a valle, dove il regime frizionale è completamente sviluppato. Invece, durante il transito in bosco in regime pienamente collisionale, gli impatto del flusso detritico contro i tronchi sono tali da provocarne lo sradicamento, il piegamento o abrasioni profonde che ne compromettono la sopravvivenza.

L'analisi della mortalità provocata dal *debris flow* è complicata dal fatto che la capacità di tolleranza/resistenza ai vari fattori di stress è diversa per le diverse specie. Circa la distribuzione delle specie, specie tipiche di habitat aperti e semi-aperti, come *Corylus avellana*, *Sorbus nigra* e *Prunus avium*, sono state trovate nella parte terminale dei depositi, mentre le specie pioniere, come *Salix alba*, *Juniperus spp.* e *Alnus viridis*, sono state trovate prevalentemente vicino alle sponde dei torrenti e nella parte centrale dei depositi. Inoltre, in entrambe le aree di studio è stato osservato che le specie più rustiche, come *Acer pseudopaltanus*, *Alnus viridis* e *Salix caprea*, sono associate a maggiori spessori di deposito; questo fatto è probabilmente legato agli effetti indotti dall'elevata densità associata a queste specie e che favorisce la deposizione di materiale, come verrà discusso in seguito. Anche Baroni *et al.* (2007), i quali hanno studiato le dinamiche e l'evoluzione geomorfologica di diversi tipo di conoidi detritici alpini, hanno

osservato frequentemente la colonizzazione dei depositi di *debris flow* da parte di specie di salice (*Salix appendiculata*), *Alnus viridis* e *Betula pendula*.

Ricerche esistenti in materia di colate detritiche hanno mostrato che le *runout* sono dal 50% ad oltre il 100% più lunghe sui pendii privi di copertura forestale rispetto a quelli boscati (Ketcheson e Froehlich, 1978; May, 2002; Lancaster *et al.*, 2003). Questo è stato osservato anche per le massime lunghezze percorse dalle valanghe di detrito da Ishikawa *et al.* (2003). Gli Autori hanno studiato l'interazione tra bosco e valanghe di detrito, hanno osservato riduzioni delle massime *runout* dal 28% al 55% sui pendii boscati rispetto a quelli privi di copertura. In questa ricerca l'attenzione è stata posta all'effetto dei singoli alberi sul fenomeno di deposizione delle colate detritiche. Sempre Ishikawa *et al.* (2003), hanno osservato una maggiore capacità di ritenzione dei detriti da parte degli alberi di maggiori dimensioni. Nel caso di studio in esame, una simile tendenza è stata notata nelle zone collisionali di entrambi i conoidi considerando il 90° percentile dello spessore di deposito (figura 7b). La scelta di utilizzare questo percentile si basa sull'idea che esso permetta di descrivere meglio la fase più attiva del *debris flow* e, di conseguenza, il possibile effetto delle dimensioni degli alberi. Al contrario, nelle zone di attrito non sono state trovate relazioni tra le dimensioni e la capacità di ritenzione del *debris flow* ad opera degli alberi.

Le evidenze di campo suggeriscono inoltre che nel regime frizionale anche la densità degli alberi è una variabile importante capace di influenzare lo spessore di deposito. Infatti, mentre nella parte superiore del deposito dei *debris flow* elevati spessori di sedimento sono stati prodotti da alberi di grandi dimensioni e bassa densità, nella parte terminale la deposizione del sedimento è stata generalmente favorita dalla presenza di alberi di piccole dimensioni ma con elevata densità. La presenza di gruppi di alberi e arbusti può indurre la formazione di accumuli stabili di sedimento anche nella zona di attrito (dove invece singoli alberi non sono in grado di indurre la formazione), intercettando parte del materiale solido, in grado di contribuire alla riduzione di energia del *debris flow* e al cambiamento del tipo di processo di trasporto. Nell'inventario forestale del rio di Somprade sono stati registrati 42 elementi come arbusti (portamento arbustivo) e 16 gruppi di piante ad alta densità (pari al 4.8% del totale), i quali avevano ridotto *DBH*, circa minore di 10 cm. Questi sono stati rilevati nella parte inferiore del deposito e appartengono alle seguenti specie: *Juniperus spp*, *Pinus mugo* e *Salix alba*. Sia per gli arbusti che per i gruppi ad alta densità, la maggiore area di interferenza con il *debris flow* dei rami a livello del suolo hanno favorito la deposizione del materiale solido e quindi una separazione delle fasi liquida e solida. A circa 0.30-0.40 m dal suolo la larghezza della sezione trasversale di intercettazione varia da 0.50 m a 1.70 m (in media 0.83 m e deviazione standard pari a 0.35 m) e lo spessore di sedimento a monte varia da 0.20 m a 1.60 m (in media 0.45 m e deviazione standard pari a 0.55 m). Questi spessori sono chiaramente superiori a quelli osservati per gli alberi singoli presenti nella stessa zona. Qui, le specie con portamento arbustivo hanno agito come una sorta di rastrello favorendo il deposito del detrito e quindi la separazione delle fasi. Inoltre l'elevata resistenza e resilienza di queste specie ai fenomeni di disturbo hanno contribuito alla sopravvivenza delle specie anche in seguito all'impatto del flusso detritico.

L'opinione è che i regimi di flusso dominanti che si alternano nei *debris flow* durante il processo di deposizione, da collisionale a frizionale, influenzano l'effetto degli alberi sul meccanismo di deposizione delle colate detritiche. Nel regime collisionale, la deposizione è controllata dalla presenza di singoli alberi le cui dimensioni sono importanti nella creazione di accumuli di sedimento dietro il tronco. Gli accumuli di sedimento sono prodotti dalla brusca frenata di singole particelle che colpiscono il tronco. Questi sono stati diffusamente osservati nella parte superiore del deposito del *debris flow* del rio Senago, i quali erano composti da massi di diametro massimo da 0.5 m fino a 1.8 m. La loro dimensione è certamente correlata al diametro dei tronchi, come osservato da Ishikawa *et al.* (2003) analizzando le valanghe di detrito. Infatti, le *debris* avalanche presentano un regime collisionale come i *debris flow* granulari. Inoltre, l'urto dei

sedimenti contro i tronchi comportano una dissipazione di energia e la conseguente riduzione della velocità e del carico cinetico del *debris flow*. Diversamente, nei regimi frizionali o macro-viscosi, l'effetto di contenimento della mobilità dovuto alla vegetazione è da ricondurre all'aumento della superficie di scorrimento e quindi alla maggiore resistenza al moto. Inoltre, qui, le minori velocità e la maggiore uniformità del flusso induce depositi di spessore più omogeneo.

Altro elemento di valutazione riguarda l'attenzione posta da numerosi studi sul pericolo legato alla presenza del detrito legnoso che giunge in canale attraverso diversi tipi di processi tra cui la mortalità degli alberi (Benda e Sias, 2003), l'erosione degli argini e delle sponda (May e Gresswell, 2003; Swanson, 2003), le frane di versante e il ribaltamento degli alberi a seguito degli incendi (Murphy e Koski, 1989; Benda e Sias, 2003; King *et al.*, 2013). Inoltre, in questo contesto, Bigelow *et al.* (2007) ha evidenziato che le colate detritiche rappresentano la fonte principale di detrito legnoso trasportato e depositato nei canali (Bigelow *et al.*, 2007). Le evidenze di campo dei due casi analizzati in questo elaborato di tesi ed in altri studi (ad es. Matyja, 2007; Raška e Orsulak, 2009) suggeriscono che, nella zona di scorrimento, la presenza di detrito legnoso flottante può interagire positivamente con un bosco ad alto fusto favorendo la deposizione del legname stesso e di ulteriore sedimento attraverso la formazione di strutture simili a dighe. Per descrivere questo processo, Raška e Orsulak (2009) hanno introdotto il concetto di "diga di tronchi" ("*trunk dams*"). Le dighe di tronco si formano per l'intrappolamento del legno flottante, o di grossi massi, tra due o più tronchi di alberi presenti sulla superficie di scorrimento. A seguito della formazione, tali strutture promuovono la deposizione di ulteriore materiale solido stabilizzandosi. A seconda della topografia, della densità delle piante e di altre caratteristiche le dighe di tronchi, possono giocare un ruolo importante nella riduzione del volume di materiale che viene trasportato nel tratto di valle (Raška *et al.*, 2009) e possono indurre un'importante cambiamento di direzione del flusso (Matyja, 2007). Inoltre, la formazione di queste strutture produce una superficie longitudinale del deposito a gradino che aumenta la scabrezza superficiale rallentando il deflusso superficiale (Matyja, 2007). Un elevato numero di queste unità sono state osservate nella parte superiore della zona di deposizione dei suoi siti di studio, in particolare nel sito del rio Senago, ma Montgomery *et al.* (2003) ne hanno osservate anche in canale. Queste unità hanno avuto un ruolo significativo nel promuovere l'accumulo di sedimento e nella formazione di una morfologia a gradinata sul conoide del rio Somprade.

- **Le prove di laboratorio**

Le evidenze e l'analisi dei dati raccolti durante le prove di laboratorio confermano la capacità di soppressione dei *debris flow* da parte delle foreste, inoltre suggeriscono un diverso ruolo protettivo offerto dalle diverse forme di gestione che non debba trascurare la natura specifica del fenomeno. Precedenti osservazioni di campo (Ishikawa *et al.*, 2000; Ishikawa *et al.*, 2003) hanno confermato il diverso *pattern* di deposizione. Come facilmente intuibile le *runout* e le aree alluvionate sono minori, e al contrario aumentano gli spessori. L'effetto è però diverso in funzione del tipo di governo e del trattamento selvicolturale cui il popolamento è sottoposto, le quali vanno a sommarsi agli effetti legati alle caratteristiche morfologiche e topografiche del conoide.

In particolare, sono state osservate *runout* minori e larghezze massime del deposito maggiori. Nel caso delle prove libere e delle prove con configurazione a ceduo, i massimi spessori di deposito e le massime larghezze sono state misurate in prossimità dello sbocco della canaletta sul piano di deposizione, come osservato anche nelle prove di laboratorio di *debris flow* e *mud flow* condotte da Tsai (2006). Invece, nel caso delle prove con lo scenario a fustaia gli spessori massimi di deposito sono stati prodotti da accumuli localizzati di particelle grossolane che si sono distribuiti eterogeneamente sul piano di deposito.

Nelle prove effettuate simulando la presenza della vegetazione è stato osservato che questa agisce intrappolando parte del materiale detritico, riducendo quindi l'energia del *debris flow* (Lancaster *et al.*,

2003; Matyja, 2007). L'arresto delle particelle grossolane, osservato dietro gli elementi nell'area di deposito, ha comportato spesso il depositarsi di materiale aggiuntivo. Ciò è stato riscontrato soprattutto per le prove con bosco ceduo, dove la peculiare struttura del ceduo, data dai polloni, ha indotto una più efficace azione d'intercettazione del flusso detritico rispetto alla fustaia. Infatti, le ceppaie del modello di laboratorio erano composte da 8 elementi (polloni) i quali occupavano nella zona di ancoraggio una larghezza, per ogni elemento e perpendicolarmente alla direzione di deflusso, di circa 1.0 - 1.5 cm la quale aumenta allontanandosi dal suolo, mentre i tronchi della fustaia occupavano solamente 0.60 cm. Inoltre, alle più alte concentrazioni della miscela, le particelle più grandi galleggiano nella matrice e tendono ad accumularsi nella parte anteriore del flusso (Takahashi, 1980; Iverson, 1997; Yamagishi *et al.*, 2003) divenendo più facilmente intrappolabili dalla parte superiore dei polloni che agiscono come un rastrello. Alle concentrazioni più basse, questo effetto è ridotto dall'azione combinata di una minore profondità di deflusso ed una minore area d'intercettazione. Questo fenomeno è ben descritto dal comportamento osservato per la massima larghezza del deposito la quale aumenta all'aumentare della concentrazione solida della miscela per effetto della maggiore capacità di intrappolamento del materiale, che si traduce in minori *runout*. La fustaia, invece, opera principalmente favorendo la dissipazione di energia attraverso l'impatto con i tronchi. A seguito dell'impatto il flusso perde energia cinetica e localmente alcuni elementi grossolani si depositano dietro i tronchi. Il deposito di singole particelle grossolane ha favorito nei test di laboratorio il deposito di ulteriore materiale con la formazione di accumuli di sedimento. Questo fenomeno è stato però in grado di alterare solo parzialmente la morfometria generale del deposito. È quanto è emerso anche dagli esiti del test statistico non parametrico di Mann-Whitney per il quale solo la configurazione a ceduo, sembra essere in grado di influenzare significativamente la mobilità del flusso di detriti nella fase di deposizione.

Non trascurando il ruolo della C_v , è stato osservato che le *runout* aumentano all'aumentare del contenuto idrico della miscela secondo una relazione di tipo lineare come osservato anche a seguito di prove analoghe eseguite da Morlotti (2010). L'Autore ha testato 3 diverse configurazioni del piano di deposito - senza elementi, con elementi di diametro 0.6 cm e spazati 10x10 cm e con elementi di diametro 0.4 cm spazati 5x5 cm - e diverse inclinazioni della canaletta e del piano di deposito. A conclusione del lavoro Morlotti (2010) identifica nella C_v il fattore che governa in maggior misura i risultati dei test, come appare evidente anche dai risultati presentati nel paragrafo 2.2.2 del Capitolo 2. In particolare, questa è risultata, come in questa ricerca, inversamente proporzionale alla *runout* e all'area del deposito e direttamente proporzionale allo spessore di deposito e all'angolo beta (pari alla tangente del rapporto H/L impiegato in questo elaborato). Morlotti (2010) ha trovato che anche la larghezza massima del deposito è inversamente proporzionale alla C_v , ma nel caso in esame questo si è in accordo con gli esiti prodotti dalle configurazioni senza elementi e con fustaia, per le quali i coefficienti di determinazione (R^2) sono relativamente alti (> 0.56), ma non per le prove con il ceduo. Le prove a ceduo hanno mostrato una sorta di invarianza per il campo sperimentale delle C_v testate, pur risultando mediamente superiori alle prove libere per ciascuna C_v . Per tener conto della variazione della C_v è stato eseguito il test statistico di Wilcoxon. I risultati del test hanno permesso di confermare il significativo effetto anche della configurazione a fustaia, la quale, come il ceduo, è in grado di modificare i valori di alcune variabili morfometriche considerate - nello specifico, rispetto alle prove prive di elementi, della larghezza massima, dello spessore massimo e del rapporto tra larghezza massima e *runout* - contrariamente a quanto trovato da Morlotti (2010) per l'analoga configurazione 10 x 10 cm.

- **La modellazione numerica**

Il *debris flow* naturale del rio Somprade che è stato analizzato in questa parte della ricerca si riferisce al tipo granulare, il quale è caratterizzato da un'elevata concentrazione di particelle solide. La simulazione è stata condotta con il *software* FLO-2D il quale consente la modellazione bidimensionale dei *debris flow*. Il programma consente di tener conto della variabilità dei parametri reologici al variare della

concentrazione volumetrica solida della miscela, ma non è in grado di simulare separatamente il comportamento della fase solida e di quella liquida. L'ipotesi è quindi quella di un flusso monofasico.

L'applicazione della legge quadratica di attrito, impiegata da FLO-2D per la descrizione del comportamento delle colate detritiche, richiede la stima di numerosi parametri e coefficienti. Quindi è possibile ottenere la medesima estensione dell'area alluvionata con diverse combinazioni di parametri (Sodnik *et al.*, 2009), ma è molto importante utilizzare solo parametri verosimili. Questo diventa particolarmente complicato quando occorre valutare il rischio potenziale di colate detritiche per le quali non si dispone di dati di campo. I parametri più importanti si sono rivelati essere la portata dell'evento (idrogramma e portata al picco; Wu *et al.*, 2013), la topografia (Sodnik *et al.*, 2009) e i parametri reologici in combinazione con il parametro di resistenza per il flusso laminare K (D'Agostino e Tecca, 2006).

Rickenmann e Weber (2000) hanno confrontato la resistenza di deflusso teorica ed osservata di *debris flow* granulari, ed hanno confermato la validità dell'applicazione delle leggi di resistenza del moto turbolento impiegate per le correnti idrauliche in acqua chiara in canali scabri anche per le colate detritiche di tipo granulare, come già ipotizzato da Rickenmann e Koch (1997). Alla luce di questi studi, i valori di velocità massimi prodotti dalle simulazioni, i quali sono poco superiori ai valori ottenuti applicando la formula del moto turbolento, sono correttamente stimati da FLO-2D. Così pure per i valori ottenuti nella parte terminale del deposito, come appare dal confronto delle mappe raster riportate in Figura 49.

L'analisi di sensitività ha confermato l'importanza di un'adeguata taratura del coefficiente di scabrezza. In questo studio, sulla base dell'uso del suolo è stato attribuito un valore di 0.125. Questo valore potrebbe ritenersi sottostimato analizzando vari studi di letteratura (ad es. Rickenmann *et al.*, 2006; Sodnik *et al.*, 2010), i quali impiegano un valore di 0.16 per descrivere la scabrezza di un'area boscata, inoltre, diversi autori (ad es. Bathurst, 1993; Rickenmann e Weber, 2000), hanno trovato che la resistenza al flusso aumenta con l'aumentare della pendenza del canale a causa dell'aumento della scabrezza di forma. Ma i risultati ottenuti in questo studio dalla simulazione dell'evento del rio Somprade suggeriscono che questo possa essere adeguato. Infatti, il ricorso ad un coefficiente di scabrezza più elevato avrebbe comportato non solo la formazione di tiranti di deflusso massimi superiori, in particolare nella parte di monte del deposito, dove già i dati di campo sono tendenzialmente sovrastimati, ma anche una poco realistica riduzione delle velocità massime, come mostrato dai risultati dell'analisi di sensitività in Figura 49 (L01).

La ricerca indica che l'inserimento di puntuali ostruzioni al flusso prodotte dalla presenza di singoli alberi è utile ai fini di migliorare gli esiti dell'analisi modellistica, come l'inserimento di ostruzioni al deflusso dovute ad edifici o altre costruzioni laddove presenti (Sodnik *et al.*, 2010). Nel caso della vegetazione, ancora più che degli edifici, l'inserimento non può non tenere conto dell'effettiva influenza di questa componente sulla colata, la quale dipende in primo luogo dalla magnitudo dell'evento. Infatti, la ricostruzione della dinamica dell'evento occorso lungo il rio Somprade dai sopralluoghi suggerisce che nella parte di monte del conoide l'effetto della vegetazione sia stata pressoché nulla. Qui il popolamento forestale è stato completamente raso al suolo a causa dell'elevata magnitudo dell'evento. Al contrario, nella stessa zona del deposito del rio Senago la vegetazione ha favorito non solo la perdita energetica del *debris flow*, ma anche la deposizione del materiale solido ed una conseguente più celere modifica del regime principale (da collisionale a frizionale). FLO-2D però non permette di simulare il processo di intrappolamento da parte dei tronchi dei massi e del legname flottante osservato per l'appunto sul conoide del rio Senago, il quale è stato osservato da numerosi autori in grado di contenere i volumi di sedimento trasportati a valle e di favorire un cambiamento del regime di deflusso del *debris flow*.

Queste interpretazioni lasciano suggerire che l'inserimento della componente arborea unicamente come un ostacolo fisico (*ARF*) al deflusso non riesca a dare una corretta interpretazione dell'effetto di riduzione delle *runout* osservato durante i rilievi di campo. Ciononostante, non è da trascurare il vantaggio di inserire gli alberi esistenti come cellule bloccate, invece di aumentare solamente il coefficiente di scabrezza, in quanto permettono una descrizione più dettagliata del campo di moto attorno ai tronchi. Le velocità di deflusso intorno alle celle *ARF* (tronchi) aumentano e, di conseguenza, aumentano anche le profondità di flusso fornendo un'interpretazione fisica del processo più corretta. Infatti, l'analisi di sensitività ha dimostrato che la ricerca di adeguati spessori di deposito attraverso la variazione del coefficiente di scabrezza conduce spesso a velocità non realistiche, o il contrario. Inoltre, gli *ARF* permettono di simulare la maggiore dispersione laterale del flusso detritico che si realizza ad opera dell'ostacolo offerto da tali elementi. Difatti, seppur non emerso in modo eloquente dai risultati ottenuti a causa dell'ampia espansione dell'area inondata, si è osservato come l'inserimento di questi elementi sia stato in grado di propagare parte del materiale detritico su un'area del conoide altrimenti interessata da valori inferiori.

In generale, è possibile concludere che un corretto approccio per la modellazione del fenomeno di *debris flow* che fuoriesce su un conoide boscato dovrebbe abbinare un aumento del parametro di scabrezza nella parte di valle del conoide, poiché capace di contenere le *runout*, e l'inserimento di celle "bloccate" (*ARF*) nella parte di monte perché in grado di definire più correttamente il *pattern* di dispersione e di aumentare sia i tiranti di deflusso che le velocità evitando la relazione inversa esibita dall'analisi di sensitività. Per il caso in esame, il valore del coefficiente di scabrezza consigliato nella parte di valle del conoide potrebbe essere quello di 0.15 in quanto ha condotto a tiranti massimi relativamente modesti, rispetto le altre soluzioni e come osservato in campo, e a velocità massime contenute.

2. IL RUOLO DELLA TOPOGRAFIA A DIVERSA SCALA NELLO STUDIO DELLA RESISTENZA AL MOTO

2.1. LA DISSIPAZIONE ENERGETICA PRODOTTA DALLA SCABREZZA DI FORMA NELLE MORFOLOGIE A *STEP-POOL*

Una successiva analisi dei risultati della Tabella 31 e Tabella 32 dimostra che la profondità relativa della *pool* ($d_p/\Delta Z$) e la pendenza del canale diventano fattori decisivi nella dissipazione energetica. Infatti, anche in base alla Figura 51, la stessa Q produce U che sono progressivamente maggiori al diminuire della pendenza, che corrisponde topograficamente a minori altezze relative di caduta. Analogamente, anche Pagliara e Chiavaccini (2006) hanno suggerito per le rampe che ΔE_r può essere funzione di un parametro di sommersione relativa e la pendenza ma, a differenza dei risultati ottenuti per gli *step-pool* in questo studio, quest'ultima inversamente proporzionale a ΔE_r . Per le morfologie a gradinata quindi, la sommersione relativa diminuendo e la pendenza crescendo sembrano cooperare nel favorire un incremento di ΔE_r . Tale comportamento è visibile anche compiendo un calcolo del coefficiente di scabrezza n di Manning dall'equazione resistenza al flusso turbolento (Tabella 30 e Figura 5). Qui, la variabile d_m/σ_{z_s} simile a quella considerata da Aberle e Smart (2003), Yochum *et al.* (2012) e Yochum *et al.* (2014), è stata scalata con la pendenza S ottenendo il *fitting* di tutti i dati sperimentali secondo la relazione riportata in Figura 53 la quale è in grado di spiegare (R^2 adattato) il 97.73% della varianza di n . L' R^2 adattato

precedente si ridurrebbe al 13.38% considerando la sommergenza relativa d_m/σ_z non scalata sulla pendenza a causa della separazioni dei punti dati tra il tratto TA e TB , aventi valori di d_m/σ_z rispettivamente di 0.64-1.13 e 0.79-1.26. Questo conferma i risultati di David *et al.* (2010), i quali hanno evidenziato che la predizione della resistenza al flusso negli *step-pool* è notevolmente migliorata quando, in aggiunta alla variabile di sommergenza relativa (raggio idraulico R_h diviso ΔZ), è inclusa la pendenza del fondo. Gli stessi Autori hanno osservato che a parità di pendenza del fondo non si producono differenze significative nel coefficiente di attrito tra la tratti di transizione (letto piano/*step-pool*) e canali a *step-pool*.

Inoltre, in accordo con David *et al.* (2010), la granulometria non sembra essere una misura sufficiente della scabrezza nelle diverse morfologie di canale e, come rilevato anche da Aberle e Smart (2003), Zimmermann (2010), David *et al.* (2010 e 2011) e Yochum *et al.* (2012 e 2014) e confermato da questo studio, la deviazione standard del letto è un buon predittore della resistenza al flusso essendo in grado di catturare congiuntamente sia la scabrezza di grano sia la scabrezza “morfologica” del fondo. In conclusione, la Figura 53 evidenzia come l’equazione di Manning potrebbe ancora essere di utilità pratica nelle seguenti condizioni: i) l’assunzione di un valore semplificato e spazialmente mediato della profondità (d_m) anziché del raggio idraulico (R_h); e ii) l'accettazione di una calibrazione del coefficiente n di Manning in funzione del d_m/σ_z , o meglio $d_m/(\sigma_z S)$, indipendentemente della morfologia.

Secondo Wilcox *et al.* (2011), la maggior parte della perdita di energia è dovuta più alla perdita di quota legata al salto che alla riduzione di velocità. Ciò accade in particolare nelle morfologie a *step-pool*, le quali hanno ripidi *step* con brevi rampe e quindi una differenza di altezza maggiore tra la cresta dello *step* e la *pool* (David *et al.*, 2010). Il rapporto $d_p/\Delta Z$ ben riflette la vera perdita di quota relativa rivelandosi infatti un buon termine nel valutare la dissipazione energetica dovuta al salto. La non-naturalità delle sequenze di studio potrebbe implicare una limitazione di validità dell'equazione [85]. Infatti, le condizioni idrauliche di questi *step-pool* sono caratterizzate da rapide variazioni del flusso sulla cresta dello *step*, seguite da un risalto idraulico libero ed una graduale variazione del flusso all'interno della *pool* e l'assenza di massi emergenti nella zona di transizione dalla *pool* allo *step* successivo, i quali possono fornire ulteriori fonti di dissipazione.

2.2. L'IMPIEGO DEI DATI LIDAR PER LA QUANTIFICAZIONE OGGETTIVA ED AUTOMATICA DI INFORMAZIONI DI SCABREZZA PER LA MODELLAZIONE DELLA CADUTA MASSI

Nel campo dello studio della quantificazione della scabrezza superficiale è assodato che le misure LiDAR sono generalmente più accurate rispetto alle misurazione basate sul profilo del terreno (ad es. Landy *et al.*, 2015). Per valutare l’applicazione del metodo di stima della scabrezza del terreno presentato in questo elaborato di tesi, il quale impiega dati LiDAR, per stimare i coefficienti di scabrezza impiegati dal *software* RockyFOR-3D sono state poste a confronto le distribuzioni di frequenza ottenute di alcune variabili di output del programma con quelle osservate durante i test di caduta massi a scala reale. Le variabili indagate sono state la massima energia cinetica (E_{max}), la massima altezza di passaggio (Ph_{max}) e la velocità massima (V_{max}). Le distribuzioni di frequenza sono state tracciate in corrispondenza di una linea di valutazione, $L01$. Non avendo a disposizione i dati misurati dalle prove di campo, i risultati sono stati comparati con i risultati ottenuti dalla simulazione effettuata con i dati di input riportati in Bourrier *et al.* (2009). Questi impiegano una risoluzione del *DTM* di 5x5 m e valori di rg quantificati in campo da personale “esperto”. Il metodo impiegato per la stima di rg è stato la finestra mobile rettangolare (*Mowing Window, MW*), la quale ben si adatta all’analisi dei dati raster.

In Figura 61 sono riportate le distribuzioni di frequenza delle variabili finora discusse in corrispondenza di $L01$. I dati di campo presentano, per le variabili E_{max} e Ph_{max} , una distribuzione unimodale con un’asimmetria positiva. Anche le simulazioni hanno condotto a distribuzioni di frequenza asimmetriche positive ma con un picco sempre spostato verso valori più elevati. Infatti, mentre le

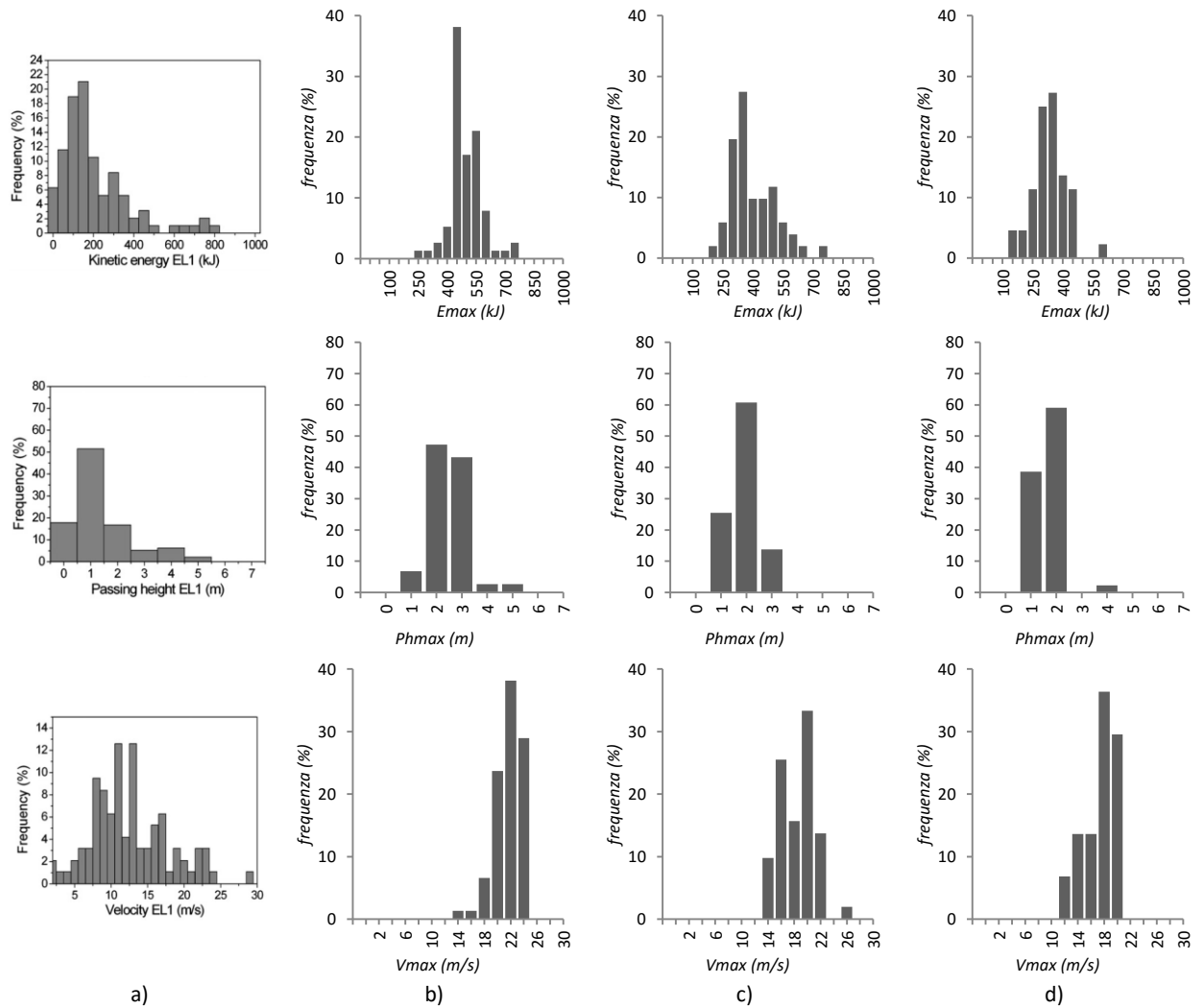
massime frequenze di E_{max} per i dati di campo si collocano tra i 100-200 kJ, nelle simulazioni si portano su valori maggiori di 300 kJ. Così anche per le altezze di passaggio le quali dalla frequenza maggiore osservata per altezze di 1 m, le simulazioni hanno condotto più frequentemente a valori di 2 m. La modellazione che ha condotto ad un maggior numero di passaggi di 1 m (39%) è stata prodotta dall'approccio k . V_{max} di campo invece presenta una distribuzione multimodale con tre picchi che si collocano a 8 m s^{-1} , 11 m s^{-1} e 13 m s^{-1} . Anche LN ha generato una distribuzione bimodale con un picco più basso posto a $15-16 \text{ m s}^{-1}$ $19-20 \text{ m s}^{-1}$. Sd e k mostrano invece una distribuzione asimmetrica negativa con i picchi che si collocano rispettivamente a $17-18 \text{ m s}^{-1}$ e $21-22 \text{ m s}^{-1}$.

In conclusione, come osservato per le statistiche descrittive, le scabrezze impiegate per la simulazione della caduta massi hanno portato ad una generale sovrastima delle principali variabili di output del programma. Ciononostante, è stato eseguito un confronto tra le distribuzioni di frequenza osservate in corrispondenza delle due linee di valutazione ed ottenute dalle 4 simulazioni eseguendo il test statistico di Kolmogorov-Smirnov. In $L01$ solo i valori di rg prodotti dall'analisi dei residui con la distribuzione $kernel$ non ha condotto ad una differenza significativa (livello di significatività del 95%) tra le due distribuzioni di E_{max} ($p\text{-value} = 0.3391$), mentre per V_{max} sia l'analisi con la distribuzione log normale che $kernel$ hanno originato distribuzioni di frequenza non diverse da quella ottenuta con i valori di input di campo, $p\text{-value}$ rispettivamente pari a 0.2435 e 0.1965. Le distribuzioni di Ph_{max} invece sono tutte differire da quella di confronto ($p\text{-value} < 0.0001$). In $L02$ solo le velocità massime per l'analisi con la distribuzione $kernel$ risultano avere una distribuzione di frequenza non statisticamente diversa da quella di riferimento ($p\text{-value} = 0.8093$).

Nonostante i risultati del test suggeriscono la relativa buona capacità del metodo MW abbinato all'approccio $kernel$ per l'elaborazione dei residui, tra quelli testati, a condurre ai risultati più simili a quelli ottenuti con la valutazione esperta dei parametri rg , l'approccio log normale è in grado non solo di riproporre accuratamente la distribuzione delle velocità in $L01$, ma anche quello che meglio approssima i valori massimi osservati in campo. Tuttavia i risultati evidenziano comunque un potenziale utile per la valutazione dei parametri rg utilizzati dal modello RockyFOR-3D per la buona approssimazione dei valori massimi in particolare, si è rilevato più promettente l'approccio LN .

Tabella 36. Valore medio, deviazione standard e valore massimo del numero di passaggi e dei valori massimi di energia cinetica (E_{max}), altezza di rimbalzo (Ph_{max}) e velocità (V_{max}) risultati dalle simulazioni effettuate con il nuovo algoritmo di scabrezza ed osservati in corrispondenza delle 2 linee di valutazione per le simulazioni effettuate.

		E_{max} (kJ)			Ph_{max} (m)			V_{max} (m s^{-1})		
		medi	dev.	max	medi	dev.	max	medi	dev.	max
		a	$st.$	max	a	$st.$	max	a	$st.$	max
$L01$	Sd	467	83	710	2.5	0.8	5.0	20.61	2.09	24.0
	LN	372	115	723	1.9	0.6	3.0	17.46	2.57	24.0
	k	310	84	559	1.7	0.6	4.0	16.14	2.24	19.1
	osservati*	205	169	786	1.4	1.1	16.9	12.5	5.2	28.1
$L02$	Sd	583	91	817	2.9	0.8	5.0	23.7	3.1	34.9
	LN	435	136	901	2.5	1.5	10.0	19.1	3.5	27.1
	k	340	121	781	2.0	0.8	5.0	16.8	3.5	23.4
	osservati*	245	196	958	1.6	1.4	6.2	13.8	5.5	28.9



a)

b)

c)

d)

Figura 61. Distribuzioni di frequenza dell'energia cinetica massima (E_{max}), dell'altezza di passaggio massima (Ph_{max}) e della velocità massima (V_{max}) osservate in corrispondenza della prima linea di valutazione ($LO1$): a) dati di campo; b) approccio deviazione standard; c) approccio distribuzione log normale; d) approccio distribuzione kernel.

CONCLUSIONI

La messa in atto di una gestione integrata del rischio, legata al verificarsi di pericoli naturali, necessita di comprendere i meccanismi che regolano il comportamento della massa in movimento durante le fasi di innesco, propagazione ed arresto. Ma, riuscire a quantificare la resistenza offerta dal terreno (scabrezza), rappresenta uno dei punti chiave della modellazione dei processi naturali. Inoltre, la difficoltà di quantificazione è ulteriormente complicata dal fatto che la scabrezza è un parametro scala variante. A piccola scala, è definita dalle irregolarità del terreno entro pochi decimetri dal suolo ("scabrezza topografica"). A media scala invece le caratteristiche da includere nella determinazione sono quelle topografiche e morfologiche del terreno ("scabrezza morfologica"), nonché i massi e la vegetazione, arbustiva ed arborea, presente sulla superficie ("scabrezza sovrainposta").

La modellazione dei movimenti di massa, come la caduta massi, le valanghe di roccia e neve, o le colate detritiche, si possono distinguere due momenti (Meissl, 2001; Zimmermann e Church, 2001). Il primo identifica le potenziali aree di origine, mentre il secondo simula i percorsi e le distanze di arresto. In questo contesto, la scelta dei parametri del modello rimane la più difficile (Christen *et al.*, 2012).

La ricerca presentata in questo elaborato ha esaminato le tre diverse tipologie di scabrezza (topografica, morfologica e sovrainposta). Particolare attenzione è stata posta all'influenza esercitata dalle diverse tipologie di scabrezza durante le fasi di propagazione ed arresto di alcuni processi naturali.

- **Il ruolo della morfologia nei torrenti montani**

L'importanza di comprendere nel dettaglio il comportamento idraulico delle morfologie a *step-pool* è legata all'ampia diffusione che tali strutture stanno avendo all'interno delle proposte di riqualificazione fluviale dei torrenti montani in aree ecologicamente sensibili. Tali proposte dovrebbero tenere conto della cinematica di queste strutture. Infatti, la corretta valutazione delle condizioni di deflusso in diversi regimi idrici permette di migliorare la qualità del intervento in termini di stabilità. Nonostante la misura dei tiranti idrici e la definizione della condizione di deflusso siano difficoltosi nei corsi d'acqua ripidi con forme di fondo irregolari (Rickenmann e Recking, 2011), questo studio ha portato nuove conoscenze sulla cinematica di queste unità. La ricerca è stata condotta attraverso una ricerca sperimentale su due unità reali a *step-pool* costruite lungo la sponda sinistra del torrente Vanoi (Canal San Bovo, Trento).

La divergenza tra la velocità media locale sullo *step* e all'uscita della *pool* e quella calcolata a livello di tratto è una caratteristica distintiva della dissipazione energetica. La *spill resistance* che avviene per le portate più basse provoca perdite di carico adimensionali fino al 70-80%, che progressivamente diminuiscono al 35-40% avvicinandosi verso condizioni di sommersione dello *step*, come osservato da Wilcox *et al.* (2011). L'evidenza sperimentale sull'importanza energetica della sommersione relativa (ottenuta come rapporto tra il tirante idrico *nella pool* e l'altezza dello *step* di monte) sembra interessante

e di uso pratico nella progettazione di opere di ingegneria naturale. Infatti, l'equazione predittiva dell'energia dissipata in funzione della sommergezza relativa calibrata dai dati di campo permette di calcolare il tirante nella *pool*, nota la portata, e così l'energia minima sullo *step*.

Dalle misure di campo è stata calibrata una relazione di potenza predittiva della velocità media di tratto in funzione della portata il cui andamento si è confermato essere inversamente correlato al comportamento globale del canale in termini di dissipazione energetica nell'intervallo di portata in analisi.

Infine, nei sistemi a *step-pool*, la diminuzione della sommergezza relativa e l'aumento della pendenza sembrano cooperare nel promuovere un incremento della dissipazione di energia.

- **Nuovi metodi di misura della scabrezza superficiale**

Sia nella modellazione bidimensionale che tridimensionale della caduta massi, la corretta definizione dei parametri di scabrezza rappresenta il punto centrale per il successo della simulazione. Vi è quindi la necessità di giungere ad una quantificazione che sia coerente con le modalità di esplicazione del processo ed oggettiva. In tale contesto, la possibilità di acquisire informazioni del terreno ad elevata risoluzione e precisione da remoto ha fornito negli ultimi anni nuove possibilità di analisi.

In questo lavoro è stato proposto un nuovo metodo di stima della scabrezza superficiale a partire dai dati di elevazione del terreno acquisiti da laser scanner terrestre o aerotrasportato. Nello specifico, sono state descritte due metodologie basate sulla *neighbourhood analysis* cercando di limitare la valutazione alla sola porzione di terreno, posta all'interno di una finestra mobile, collocata "a valle" rispetto il punto di analisi. In questo modo si è cercato di escludere dalla quantificazione la porzione di terreno che, in accordo con la topografia locale, non può più essere oggettivamente interessata da un processo di tipo gravitativo. La nuova metodologia si pone l'obiettivo innovativo fondamentale di stimare la scabrezza superficiale su un'ampia area di indagine ed ottenere i valori di rugosità con una tecnologia speditiva a basso costo. Quindi, le caratteristiche basilari del metodo sono l'oggettività e la praticità.

I tentativi fatti di proporre un modo automatico di determinazione dei parametri di scabrezza impiegati dal *software* di simulazione della caduta massi RockyFOR-3D hanno condotto ad elevate differenze tra le distribuzioni di frequenza per le variabili analizzate (energia massima dissipata, altezza di passaggio massima e velocità massima) rispetto a quelle osservate durante i test a scala reale. Queste differenze potrebbero essere legate al fatto che le distribuzioni di frequenza degli esperimenti reali si basano su 100 prove di caduta massi, mentre le simulazioni sono state condotte per 10000. Il valore di 10000 è stato scelto in quanto in grado di rappresentare la distribuzione di frequenza asintotica completa come indicato e fatto nel lavoro di Bourrier *et al.* (2009), i cui risultati sono stati presi per il confronto delle simulazioni. Tuttavia, la forma globale delle distribuzioni e la distribuzione globale dei valori, è risultata soddisfacente per il metodo di stima della scabrezza con la finestra mobile rettangolare abbinato all'analisi dei residui con la distribuzione log normale. Inoltre, non bisogna dimenticare l'importanza della risoluzione del modello digitale del terreno impiegato nelle simulazioni tridimensionali, poiché controlla fortemente la dispersione delle traiettorie nello spazio risultante (Agliardi e Crosta, 2003).

- **Le interazioni tra la foresta e i pericoli naturali: le foreste di protezione**

Le foreste possono offrire una valida protezione nei confronti dei pericoli naturali guidati dalla forza di gravità, come inondazioni, *debris flow*, caduta di massi, valanghe di neve e di roccia e frane poco profonde. Le foreste riducono la probabilità di innesco delle colate detritiche contribuendo alla stabilizzazione dei versanti (Schmidt *et al.* 2001; Roering *et al.*, 2003), ne inducono la soppressione, e ne promuovono la deposizione (Robison *et al.*, 1999; Schmidt *et al.*, 2001; May, 2002; Roering *et al.*, 2003;

Miller e Burnett, 2008; Guthrie *et al.*, 2010; Fidei *et al.*, 2015), così come di altri fenomeni di massa (ad es. *rock avalanches*, Ishikawa *et al.*, 2003). Tuttavia per assicurare il ruolo protettivo dei boschi è necessario intraprendere un'adeguata attività di gestione attiva. Infatti, l'efficacia e l'affidabilità della protezione fornita da un popolamento forestale dipende non solo dal tipo di processo, dalla sua frequenza ed intensità, ma anche dalle condizioni in cui si trova il bosco di protezione stesso. Una parte della ricerca mira proprio a comprendere meglio le dinamiche che si instaurano tra albero/bosco e processo naturale.

Il modo più utile e diretto di approcciarsi allo studio dei processi naturali è attraverso le indagini di campo, le quali permettono di osservare e raccogliere informazioni reali e chiare sul tipo di regime di deflusso, le modalità con le quali è avvenuto il processo di deposizione e l'esito distruttivo (Zhang *et al.*, 2013). Inoltre, l'applicazione dei modelli numerici richiede una corretta scelta dei parametri di input al fine di ottenere una simulazione del processo il più possibile simile a quello del caso reale. Questo avvalorava l'importanza della documentazione in corso di evento e in post-evento dei fenomeni naturali per la comprensione del loro comportamento. Ma la difficoltà di previsione di questi processi, i brevi tempi con cui si verificano e le relative ridotte frequenze di accadimento ne rendono difficile l'osservazione diretta e quindi gli esperimenti di laboratorio rappresentano un'importante modalità di studio.

Alla luce di queste problematiche, lo studio delle mutue relazioni del crollo di roccia e delle colate detritiche con la foresta è stato condotto a diversa scala. Dapprima, attraverso indagini di campo post-evento di eventi reali, successivamente con prove di laboratorio a scala ridotta (limitatamente al processo di colata detritica) ed infine eseguendo alcune modellazioni numeriche. La campagna di rilievi ha permesso di approfondire le conoscenze sui danni prodotti dall'impatto dei massi e dei flussi detritici sugli alberi e come questi reagiscono, nonché il modo in cui possono fornire, con la loro presenza, un'azione effettiva di contenimento delle *runout*. I test di laboratorio hanno consentito di esaminare l'effetto complessivo del popolamento forestale in conoide sui depositi dei *debris flow* e come questo cambia in funzione del tipo di governo (a fustaia o a ceduo). Le modellazioni numeriche hanno invece permesso di esplorare più in dettaglio le modalità e le difficoltà di rappresentare la componente arborea ed arbustiva all'interno dei modelli stessi e come cambia la protezione offerta nei confronti del crollo di roccia da un soprassuolo forestale durante il suo ciclo di sviluppo (medio/lungo periodo).

Le evidenze di campo e le simulazioni in laboratorio hanno messo in luce come l'effetto della vegetazione arborea ed arbustiva influenzi i processi deposizionali del crollo di roccia e dei *debris flow*, confermando alcuni studi precedenti e suggerendo nuove ipotesi gestionali.

Il crollo di roccia

Per quanto riguarda il crollo di roccia che ha colpito il versante del Monte Antelao (Belluno), le conclusioni principali di questa ricerca circa l'evento reale riguardano l'analisi della mortalità e possono essere riassunte come segue.

- L'impatto di massi di volume fino a 3 m³ non arreca danni tali da compromettere la sopravvivenza del singolo individuo nel 50% dei casi sull'intera area.
- Circa 2/3 degli alberi morti si collocano nella prima metà e poco oltre la lunghezza planimetrica dell'area di deposito.
- È stato osservato un rapporto tra diametro medio dei tronchi degli alberi morti e dei massi di circa 1/5, inferiore al valore di 1/3 suggerito per i boschi di protezione da Schiwitter (1998). In linea generale, ciò significa che, per assicurare la sopravvivenza per l'impatto di un masso fino a 3 m³, sono necessari diametri superiori a 28 cm.

- Le abrasioni del tronco sono il tipo di danno più frequente. Ma non è stato osservato alcun trend né tra il diametro medio dei tronchi e il numero di lesioni per tronco, contrariamente a quanto osservato da Aydin *et al.* (2012), né tra il numero di lesioni per tronco e la distanza dalla zona di distacco, come Perret *et al.* (2016).

L'indagine sull'evoluzione dell'effetto di protezione nel medio/lungo periodo, è stata condotta per una pecceta montana coetanea con il modello RockyFOR-3. La calibrazione del modello per il crollo di roccia ha condotto a buoni risultati, nonostante il modello non sia stato sviluppato per la modellazione di tale fenomeno. Infatti, sebbene la dinamica di caduta dei singoli massi prodotti dalla disgregazione del blocco roccioso in seguito all'impatto al suolo sia la medesima di quella della caduta massi, il modello non è in grado di riprodurre il processo di frantumazione del blocco. L'unico parametro che potrebbe consentire di riprodurre la frammentazione è rappresentato dalla variazione percentuale del volume del masso associato a ciascuna cella sorgente. La scelta di attribuire a tale parametro una variazione di $\pm 50\%$ appare un buon accorgimento che consente di ottenere risultati modellistici soddisfacenti.

Ai fini di una gestione attiva dei boschi a valle di pareti verticali o subverticali, gli esiti dell'indagine suggeriscono quanto segue.

- Si sconsiglia la presenza di un popolamento giovane nella parte terminale del versante interessato dal crollo se non supportata da un popolamento di adeguata densità a monte. Così come la presenza di un popolamento di ridotta densità a ridosso della parete subverticale se non adeguatamente supportato dalla presenza di un popolamento di adeguato diametro a valle. Infatti, anche lo studio di Radtke *et al.* (2013) per i boschi cedui ha evidenziato che le quantità di energia dissipate nell'urto dalle formazioni giovani è troppo bassa per fermare il masso a causa dei ridotti diametri. Mentre le foreste mature, al contrario, sono in grado di fornire una migliore protezione, perché la dissipazione di energia è maggiore.
- Laddove non è possibile garantire la presenza di un soprassuolo di età diversa, come suggerito da Frehner *et al.* (2005) e da Rawat *et al.* (2012) e anche in questo studio, popolamenti forestali caratterizzati da una densità di 300-400 piante all'ettaro e diametri medi superiori a 25 cm appaiono in grado di offrire un giusto compromesso tra numero di impatti e dispersione laterale.
- Per una corretta valutazione dell'effetto di protezione offerto dai popolamenti forestali e la definizione delle strategie di gestione nel medio/lungo periodo si suggerisce di:
 - condurre simulazioni che confrontino lo scenario non boscato con uno o più scenari che prevedano la presenza del popolamento forestale;
 - per la rappresentazione degli scenari boscati, di accoppiare al modello di simulazione numerica del processo modelli di crescita del popolamento forestale.

Le colate detritiche

Gli esiti più evidenti dei rilievi post-evento dei *debris flow* occorsi nell'estate del 2012 in due piccoli conoidi alpini (rio Somprade, Belluno, e rio Senago, Bolzano) possono essere riassunti come segue.

- I depositi delle colate detritiche presentano una diversità di specie più elevata, che comprende specie pioniere caratteristiche degli spazi aperti, rispetto all'adiacente foresta indisturbata. In

particolare, si osserva una più elevata diversità dove il disturbo si verifica con una frequenza ed intensità maggiore, ma comunque non tale da essere distruttivo per il popolamento forestale.

- L'elevato spessore di deposito indotto dagli alberi coinvolti dal processo conferma che le zone boscate di protezione in conoide sono in grado di garantire una protezione efficace.
- La mortalità colpisce per lo più gli alberi di minore diametro nella prima parte del deposito, anche se gli eventi di elevata magnitudo possono sradicare e radere al suolo alberi di qualsiasi diametro.
- L'analisi dell'interazione tra la foresta e i *debris flow* deve tener conto dei diversi regimi di flusso che si possono verificare durante il moto e che dipendono dalla proporzione tra le principali fonti di resistenza (attrito, collisioni e forze viscosi). Il diverso comportamento del flusso certamente influenza il modo in cui gli alberi concorrono alla soppressione del movimento dei *debris flow*. Infatti, quando domina il regime di moto collisionale, la presenza di alberi di grandi dimensioni e bassa densità produce spessori di deposito più elevati, direttamente proporzionali al diametro stesso. Invece, quando domina il regime frizionale, il deposito del materiale è favorito dall'aumento della superficie di contatto (ad es. per parte della superficie cilindrica dei tronchi nella zona basale). In questo caso, una foresta densa composta da alberi di piccole dimensioni e/o arbusti fornisce una migliore capacità di rallentamento del flusso.
- Il detrito legnoso coinvolto nel processo può svolgere un ruolo protettivo dissipando l'energia del flusso, favorendo il deposito di materiale e la separazione delle fasi e contribuendo, in definitiva, alla riduzione della *runout*.

I test di laboratorio di *debris flow* condotti su reometro a piano inclinato hanno testato quattro concentrazioni volumetriche solide e sono stati configurati tre diversi scenari sul piano di deposizione. Un set di prove è avvenuto con il piano di deposito libero. Un secondo set di prove è stato condotto inserendo sul piano di deposito elementi verticali rigidi equamente spazati allo scopo di simulare la presenza di una foresta ad alto fusto. Infine, sono stati collocati sul piano di deposito elementi flessibili raccolti in gruppi di 8 pezzi allo scopo di riproporre la presenza di un bosco ceduo. Le prove di *debris flow* eseguite a piccola scala hanno confermato il contributo della foresta nel ridurre la mobilità del *debris flow*.

I risultati conseguiti indicano che:

- La concentrazione volumetrica solida è una variabile che non può essere mai trascurata nell'analisi dei test di laboratorio. Essa è il parametro che maggiormente influenza la geometria dei depositi per tutti e tre gli scenari ipotizzati: è inversamente proporzionale alla *runout* e all'area del deposito e direttamente proporzionale allo spessore di deposito e al rapporto di mobilità (rapporto tra la perdita di quota e la massima distanza percorsa dalla massa dal punto di innesco a quello di deposito).
- La configurazione a ceduo ha mostrato una sorta di invarianza della massima larghezza di dispersione del deposito al variare della concentrazione solida, contrariamente a quanto accade per le prove libere e la fustaia, per le quali risulta essere inversamente proporzionale alla concentrazione volumetrica.
- Una gestione forestale a fustaia è in grado di ridurre efficacemente la mobilità delle colate detritiche solo per le concentrazioni minori (orientativamente minori del 9.1% rispetto lo scenario libero e del 4.3% rispetto lo scenario a ceduo). Al contrario, una gestione a ceduo sembra capace di contribuire sempre alla deposizione delle colate detritiche producendo distanze che diminuiscono all'aumentare della concentrazione solida.

- La peculiare struttura del ceduo, data dai polloni, garantisce un'azione più efficace d'intercettazione del flusso detritico rispetto ai tronchi della fustaia, che aumenta allontanandosi dal terreno.

Le interpretazioni delle evidenze di campo circa la relazione diretta tra il diametro dei singoli alberi e lo spessore di deposito, quindi l'effettiva capacità di limitare le *runout* delle colate detritiche nella zona in cui domina il regime di flusso collisionale, potrebbero spiegare anche le minori *runout* osservate per le concentrazioni volumetriche solide più basse durante le prove di laboratorio per la configurazione a fustaia. Infatti, per le minori concentrazioni solide, durante dei test a scala ridotta è stato osservato un regime di tipo collisionale del flusso detritico per il quale l'esiguità del materiale fine presente rendeva assai poco viscosa la componente liquida del *debris flow*. Nelle prove di laboratorio, così come dedotto dai risultati delle prove di campo, le particelle grossolane trasportate nel flusso in regime collisionale impattano contro i tronchi, determinando una perdita di velocità ed energia cinetica del *debris flow* prima che arrivi nella zona di deposito. Tale conclusione, che necessita di ulteriori conferme, corrisponderebbe al comportamento osservato da Dorren e Berger (2006) per il fenomeno della caduta massi.

Diversi tentativi sono stati fatti allo scopo di comprendere meglio l'esatto modo di implementare la presenza del soprassuolo forestale all'interno del *software* di simulazione numerica FLO-2D. A questo scopo è stata eseguita la simulazione dell'evento di *debris flow* occorso lungo il rio Somprade (Belluno) e i risultati sono stati confrontati con le evidenze di campo. I risultati delle simulazioni effettuate con il *software* bidimensionale FLO-2D sovrastimano l'area inondata rispetto a quella perimetrata in campo, così come gli spessori di deposito. Le prove di calibrazione del modello, infatti, non sono riuscite a riprodurre gli elevati spessori rilevati nella parte alta del conoide e i più modesti spessori misurati nella parte terminale. Le ragioni possono essere ricondotte al fatto che il modello non considera i naturali cambiamenti dei parametri reologici della colata detritica durante l'evento e i risultati sono molto sensibili all'ampia variabilità dei parametri reologici (Hungry, 1995; Arattano *et al.*, 2006); infatti, il comportamento dinamico di una colata detritica cambia nel tempo e cambia anche per eventi diversi (Remaître *et al.*, 2005; Arattano *et al.*, 2006). Ciò può condurre ad una scelta di un dataset di parametri che divergono dalla realtà del fenomeno.

L'inserimento della componente arborea unicamente come un ostacolo fisico al deflusso (celle "bloccate", ove il flusso viene interdetto) non riesce a dare una corretta interpretazione dell'effetto di riduzione delle *runout* osservato durante i rilievi di campo. Ciononostante, non è da trascurare il vantaggio di inserire gli alberi esistenti come celle "bloccate", invece di aumentare solamente il coefficiente di scabrezza, in quanto, grazie al bloccaggio delle celle, permettono un'interpretazione del campo di moto attorno ai tronchi:

- aumentano le velocità di deflusso intorno alle celle "bloccate" (tronchi) e, di conseguenza,
- aumentano localmente e più realisticamente le profondità di flusso.

Inoltre, l'analisi di sensitività del programma alla variazione del coefficiente di scabrezza di Manning ne ha confermato l'importanza evidenziando anche che la ricerca di adeguati spessori di deposito attraverso l'aumento del coefficiente di scabrezza conduce spesso a velocità non realistiche

Ai fini modellistici, l'esame dei risultati ottenuti dalle simulazioni eseguite con FLO-2D, le interpretazioni e le analisi dei dati di campo e gli esiti dei test di laboratorio a scala ridotta suggeriscono di inserire la componente forestale mediante celle "bloccate" nella parte alta del conoide e di aumentare il parametro di scabrezza nella porzione di valle. Mentre per *debris flow* di elevata magnitudo operare aumentando la scabrezza nella porzione di monte e di valle e ricorrere a celle "bloccate" nella parte centrale.

Nonostante i due soli eventi di *debris flow* osservati e la relativa ridotta numerosità delle prove condotte in laboratorio, questa ricerca dimostra, attraverso osservazioni a diversa scala (osservazioni di campo, modellazioni numeriche e prove di laboratorio), come la foresta possa fornire un'efficace barriera di protezione contro i *debris flow*: riduce la mobilità della colata detritica ostacolando il deflusso, inducendo una maggiore resistenza al moto e dissipando energia a seguito degli impatti. Questo conferma gli studi precedenti (Robinson *et al.*, 1999; Ishikawa *et al.*, 2000; Bunn e Montgomery, 2000; Ishikawa *et al.*, 2003; May e Gresswell, 2003; Lancaster *et al.*, 2003; Miller e Burnett, 2008; Guthrie *et al.*, 2010) e fornisce una dimostrazione rilevante dell'importanza di prevedere la conservazione e gestione di aree di protezione tampone.

I risultati sembrano suggerire che una gestione ottimale delle foreste di protezione nelle aree di conoide debba tener conto della tipologia di colata detritica attesa.

- Per *debris flow* granulari, la gestione forestale dovrebbe essere indirizzata a promuovere la presenza di alberi di diametro abbastanza elevato e ridotta densità all'apice del conoide e la presenza di un soprassuolo composto da alberi di medio/piccoli dimensioni densamente distribuiti.
- Per *debris flow* fangosi, caratterizzati da un basso carico cinetico, la gestione dovrebbe promuovere una foresta ad alta densità in tutto il conoide.

È importante sottolineare che quando le magnitudo attese sono così elevate da causare lo sradicamento della vegetazione arborea, indifferentemente dalla dimensione dei tronchi, e dove il legname fluitato di pezzatura più elevata può interagire negativamente con le strutture situate in conoide (ad es. ponti, canali), la presenza della foresta deve essere accuratamente valutata.

Concludendo, la foresta, se correttamente gestita, e il materiale legnoso fluitato possono in definitiva offrire, in alcuni contesti, un'alternativa naturale o essere strutture supplementari di controllo dei *debris flow* sui conoidi e versanti ripidi, preservando il paesaggio naturale e comunque riducendo l'impatto delle opere di protezione tradizionali (ad es. rilevati deviatori o briglie frangicolata). Il successo in termini di protezione tuttavia è il risultato di un approccio multidisciplinare, che unisce un'accurata valutazione dei processi naturali in gioco con la migliore soluzione di attenuazione del rischio.

BIBLIOGRAFIA

- Abe, K., Iwamoto, M. (1986). An evaluation of tree-root effect on slope stability by tree-root strength. *Journal of the Japanese Forestry Society*, 68, 505-510.
- Aberle, J., Smart, G.M. (2003). The influence of roughness structure on flow resistance on steep slopes. *Journal of Hydraulic Research*, 41(3), 259-269. Doi: 10.1080/00221680309499971
- Abernethy, B., Rutherford, I.D. (2000). Does the weight of riparian trees destabilize riverbanks?. *Regulated Rivers: Research and Management*, 16(6), 565-576. Doi: 10.1002/1099-1646(200011/12)16:6<565::aid-rrr585>3.0.co;2-1
- Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (1991). Resistance to overland flow on desert pavement and its implications for sediment transport modeling. *Water Resources Research*, 27(8), 1827-1836. Doi: 10.1029/91wr01010
- Abrahams, A.D., Li, G., Atkinson, J.F. (1995). Step-pool streams: Adjustment to maximum flow resistance. *Water Resources Research*, 31(10), 2593-2602. Doi: 10.1029/95WR01957
- Agliardi, F., Crosta, G.B. (2003). High resolution three-dimensional numerical modelling of rockfalls. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(4), 455-471. Doi: 10.1016/s1365-1609(03)00021-2
- Albani, M., Klinkenberg, B., Andison, D.W., Kimmins, J.P. (2004). The choice of window size in approximating topographic surfaces from Digital Elevation Models. *International Journal of Geographical Information Science*, 18(6), 577-593. Doi: 10.1080/13658810410001701987
- Ancey, C., Charlier, C. (1996). Quelques réflexions autour de la classification des avalanches / Some thoughts on a classification of avalanches. *Revue de Géographie Alpine*, 84(1), 9-21. Doi: 10.3406/rga.1996.3844
- Ancey, C. (2001). 21 Debris Flows and Related Phenomena. *Lecture Notes in Physics*, 528-547. Doi: 10.1007/3-540-45670-8_21
- Anderson, G., McClung, D. (2012). Snow avalanche penetration into mature forest from timber-harvested terrain. *Canadian Geotechnical Journal*, 49(4), 477-484. Doi: 10.1139/t2012-018
- Arattano, M., Franzi, L., Marchi, L. (2006). Influence of rheology on debris-flow simulation. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6(4), 519-528. Doi: 10.5194/nhess-6-519-2006
- Armanini A., Scotton, P. (1992). Experimental analysis on the dynamic impact of a debris flow on structures. In: Proceedings of the International Symposium Interpraevent, 6, 107-116.
- Armanini, A. (1999). Dinamica delle Colate di Detriti. In: Conferenza Previsione e Prevenzione di Movimenti Franosi Rapidi. GEAM. Trento, June 17-18-19 1999. Trento, pp. 207-221.
- Armanini, A., Righetti, M., Grisenti, P. (2005). Direct measurement of vegetation resistance in prototype scale. *Journal of Hydraulic Research*, 43(5), 481-487. Doi: 10.1080/00221680509500146ASCE Task Force (1963). Reports on friction factors on open channels. *Journal of the Hydraulics Division*, 89(2), 97-143.
- Attwill, P.M. (1994). The disturbance of forest ecosystems: the ecological basis for conservative management. *Forest Ecology and Management*, 63(2-3), 247-300. Doi: 10.1016/0378-1127(94)90114-7
- Aydin, A., Köse, N., Akkemik, Ü., Yurtseven, H. (2012). Assessment and analysis of rockfall-caused tree injuries in a Turkish fir stand: A case study from Kastamonu-Turkey. *Journal of Mountain Science*, 9(2), 137-146. Doi: 10.1007/s11629-012-2233-9
- Azzoni, A., de Freitas, M.H. (1995). Experimentally gained parameters, decisive for rock fall analysis. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 28(2), 111-124. Doi: 10.1007/bf01020064
- Badran, W. (2012). Il bosco protettivo contro la caduta sassi - il legno è più duro del sasso?. <http://www.bosco-di-protezione.ch>
- Bagnold, R.A. (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. In: Proceedings of the Royal Society of London A, 225: 49-63.
- Baptist M.J., Penning, W.E., Duel, H., Smits, A.J.M., Geerling, G.W., Lee, G.E.M., Alphen, J.S.L. (2004). Assessment of the effects of cyclic floodplain rejuvenation on flood levels and biodiversity along the Rhine River. *River Research and Application*, 20, 285-297. Doi: 10.1002/rra.778
- Baptist, M.J., Babovic, V., Rodríguez Uthurburu, J., Keijzer, M., Uittenbogaard, R.E., Mynett, A., Verwey, A. (2007). On inducing equations for vegetation resistance. *Journal of Hydraulic Research*, 45(4), 435-450. Doi: 10.1080/00221686.2007.9521778
- Barbolini, M. (1996). Sulla modellazione delle valanghe di neve densa. Politecnico di Milano. Tesi di Laurea.
- Baroni, C., Armiraglio, S., Gentili, R., Carton, A. (2007). Landform-vegetation units for investigating the dynamics and geomorphologic evolution of alpine composite debris cones (Valle dell'Avio, Adamello Group, Italy). *Geomorphology*, 84(1), 59-79. Doi: 10.1016/j.geomorph.2006.07.002
- Bartelt, P., Stöckli, V. (2001). The influence of tree and branch fracture, overturning and debris entrainment on snow avalanche flow. *Annals of Glaciology*, 32(1), 209-216. Doi: 10.3189/172756401781819544
- Bathurst, J.C. (1985). Flow resistance estimation in mountain rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(4), 625-643.

- Bathurst, J.C., Burton, A., Ward, T.J. (1997). Debris Flow Run-Out and Landslide Sediment Delivery Model Tests. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123(5), 410-419. Doi: 10.1061/(asce)0733-9429(1997)123:5(410)
- Bebi, P., Kulakowski, D., Rixen, C. (2009). Snow avalanche disturbances in forest ecosystems-State of research and implications for management. *Forest Ecology and Management*, 257(9), 1883-1892. Doi: 10.1016/j.foreco.2009.01.050
- Benda, L.E., Dunne, T. (1997). Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. *Water Resources Research*, 33(12), 2865-2880. Doi:10.1029/97wr02387
- Beretti, R., Deferrari, F., Dotta, A., Haudemand, J.C., Meloni, F., Motta, R., Terzuolo, G. (2009). Le foreste di protezione diretta: definizione, cartografia ed analisi della attitudine dei popolamenti forestali a svolgere la funzione protettiva. In: Atti del Terzo Congresso Nazionale di Selvicoltura, Taormina, 16-19 Ottobre 2008. Accademia Italiana di Scienze Forestali, Firenze. Volume I: 460-465.
- Berger, F., Corominas, J., Lopez-Carreras, C., Brauner, M., Kienholz, H., Grassl, H. (2001). ROCKFOR Project, Rockfall-Forest Interrelation efficiency of the Protective Function of Mountain Forest against Rockfall. First Annual Report.
- Berger, F., Dorren, L.K.A. (2007). Principles of the tool Rockfor.net for quantifying the rockfall hazard below a protection forest. *Schweizerische Zeitschrift Fur Forstwesen*, 158(6), 157-165. Doi: 10.3188/szf.2007.0157
- Berti, M., Simoni, A. (2007). Prediction of debris flow inundation areas using empirical mobility relationships. *Geomorphology*, 90(1-2), 144-161. Doi: 10.1016/j.geomorph.2007.01.014
- Bigelow, P.E., Benda, L.E., Miller, D.J., Burnett, K.M. (2007). On debris flows, river networks, and the spatial structure of channel morphology. *Forest Science*, 53, 220-238.
- Bishop, M.P., Shroder, J.F., Colby, J.D. (2003). Remote Sensing and geomorphometry for studying relief production in high mountains. *Geomorphology*, 55(1-4), 345-361. Doi: 10.1016/s0169-555x(03)00149-1
- Bourrier, F., Dorren, L., Nicot, F., Berger, F., Darve, F. (2009). Toward objective rockfall trajectory simulation using a stochastic impact model. *Geomorphology*, 110(3-4), 6-79. Doi: 10.1016/j.geomorph.2009.03.017
- Bozzolo, D., Pamini, R. (1986). Simulation of rock falls down a valley side. *Acta Mechanica*, 63(1-4), 113-130. Doi: 10.1007/bf01182543
- Bozzolo, D., Pamini, R., Hutter, K. (1988). Rockfall analysis - A mathematical model and its test with field data. In: Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, 555-563, Balkema, Rotterdam, Lausanne, Switzerland.
- Brang, P., Schönenberger, W., Frehner, M., Schwitter, R., Thormann, J.J., Wasser, B. (2006). Management of protection forests in the European Alps: An overview. *Forest, Snow, and Landscape Research* 80, 23-44.
- Brauner, M., Weinmeister, W., Agner, P., Vospernik, S., Hoesle, B. (2005). Forest management decision support for evaluating forest protection effects against rockfall. *Forest Ecology and Management*, 207(1-2), 75-85. Doi: 10.1016/j.foreco.2004.10.018
- Brügelmann, R., Bollweg, A.E. (2004). Laser altimetry for river management. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 35, 234-239.
- Brugger, S. (2002). Auswirkungen von Lawinen auf die Vegetation: Eine Studie im Dischmatal. Diploma Thesis, University of Zurich, Zurich, CH.
- Bühler, Y., Christen, M., Kowalski, J., Bartelt, P. (2011). Sensitivity of snow avalanche simulations to digital elevation model quality and resolution. *Annals of Glaciology*, 52(58), 72-80. Doi: 10.3189/172756411797252121
- Bühler, Y., Marty, M., Ginzler, C. (2012). High Resolution DEM Generation in High-Alpine Terrain Using Airborne Remote Sensing Techniques. *Transactions in GIS*, 16(5), 635-647. Doi: 10.1111/j.1467-9671.2012.01331.x
- Bunn, J.T., Montgomery, D. R. (2004). Patterns of wood and sediment storage along debris-flow impacted headwater channels in old-growth and industrial forests of the western Olympic Mountains, Washington. *Water Science and Application*, 99-112. Doi: 10.1029/008wsa08
- Calkins, D., Dunne, T. (1970). A salt tracing method for measuring channel velocities in small mountain streams. *Journal of Hydrology*, 11, 379-392
- Canovaro, F., Solari, L. (2007). Dissipative analogies between a schematic macro-roughness arrangement and step-pool morphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(11), 1628-1640. Doi: 10.1002/esp.1590
- Carroll, M., Edwards, V., Jackson, P. (2007). Investigating the Influence of Debris Flow Parameters when Scaling Physical Models. University of Canterbury, Christchurch.
- Casas, M.A., Lane, S.N., Hardy, R.J., Benito, G., Whiting, P.J. (2010). Reconstruction of subgrid-scale topographic variability and its effect upon the spatial structure of three-dimensional river flow. *Water Resources Research*, 46(3), n/a-n/a. Doi: 10.1029/2009wr007756
- Casteller, A., Christen, M., Villalba, R., Martínez, H., Stöckli, V., Leiva, J.C., Bartelt, P. (2008). Validating numerical simulations of snow avalanches using dendrochronology: the Cerro Ventana event in Northern Patagonia, Argentina. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(3), 433-443. Doi: 10.5194/nhess-8-433-2008
- Cavalli, M., Tarolli, P., Marchi, L., Dalla Fontana, G. (2008). The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *CATENA*, 73(3), 249-260. Doi: 10.1016/j.CATENA.2007.11.001
- Cavalli, M., Tarolli, P. (2011). Application of LiDAR technology in river studies. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*.
- Chanson, H. (1999)a. The Hydraulics of Open Channel Flow. An Introduction. Butterworth Heinemann, Oxford, UK, pp. 512.
- Chanson, H. (1999)b. Critical flow in rockbed streams with estimated values for Manning's n-Comment. *Geomorphology*, 25(3), 279-282.
- Chanson, H. (2004). Physical modelling of hydraulics. *Hydraulics of Open Channel Flow*, 253-274. Doi: 10.1016/b978-075065978-9/50021-0
- Chen, C. (1988). Generalized viscoelastic modelling of debris flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(3), 237-258. Doi: 10.1061/(asce)0733-9429(1988)114:3(237)

- Chin, A. (2003). The geomorphic significance of step-pools in mountain streams. *Geomorphology*, 55(1-4), 125-137. Doi: 10.1016/S0169-555X(03)00136-3.
- Chin, A., Wohl E.E. (2005). Toward a theory for step-pools in stream channels. *Progress in Physical Geography*, 29(3), 275-296. Doi: 10.1191/0309133305pp449ra
- Chin, A., Anderson, S., Collison, A., Ellis-Sugai, B.J., Haltiner, J.P., Hogervorst, J.B., Kondolf, G.M., O'Hirok, L.S., Purcell, A.H., Riley, A.L. (2009). Linking theory and practice for restoration of step-pool streams. *Environmental Management*, 43, 645-661. Doi: 10.1007/s00267-008-9171-x
- Chow, V.T. (1973). *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill International, New York, USA.
- Christen, M., Bartelt, P., Kowalski, J. (2010). Back calculation of the In den Arelen avalanche with RAMMS: interpretation of model results. *Annals of Glaciology*, 51(54), 161-168. Doi: 10.3189/172756410791386553
- Christen, M., Bühler, Y., Bartelt, P., Leine, R., Glover, J., Schweizer, A., ..., Volkwein, A. (2012). Integral hazard management using a unified software environment. In: *Proceedings of 12th Congress Interpraevent*, 77-86.
- Church, M., Zimmermann, A. (2007). Form and stability of step-pool channels: Research progress. *Water Resources Research*, 43, W03415. Doi: 10.1029/2006WR005037
- Ciabocco, G., Boccia, L., Ripa, M.N. (2009). Energy dissipation of rockfalls by coppice structures. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(3), 993-1001. Doi: 10.5194/nhess-9-993-2009
- Clarke, J., McClung, D. (1999). Full-depth avalanche occurrences caused by snow gliding, Coquihalla, British Columbia, Canada. *Journal of Glaciology*, 45(151), 539-546.
- Comiti, F., Mao, L., Wilcox, A., Wohl E.E., Lenzi, M.A. (2007). Field derived relationships for flow velocity and resistance in high-gradient streams. *Journal of Hydrology*, 340(1-2), 48-62. Doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.03.021
- Comiti, F., Cadol, D., Wohl, E.E. (2009). Flow regimes, bed morphology, flow resistance in self-formed step-pool channels. *Water Resources Research* 45, W04424 Doi: 10.1029/2008WR007259.
- Comiti, F., Marchi, L., Macconi, P., Arattano, M., Bertoldi, G., Borga, M., ..., Theule, J. (2014). A new monitoring station for debris flows in the European Alps: first observations in the Gadria basin. *Natural Hazards*, 73(3), 1175-1198. Doi: 10.1007/s11069-014-1088-5
- Connell, J.H. (1978). Diversity in Tropical Rain Forests and Coral Reefs. *Science*, 199(4335), 1302-1310. Doi: 10.1126/science.199.4335.1302
- Corominas, J., Copons, R., Moya, J., Vilaplana, J.M., Altimir, J., Amigó, J. (2005). Quantitative assessment of the residual risk in a rockfall protected area. *Landslides*, 2(4), 343-357. Doi: 10.1007/s10346-005-0022-z
- Corsini, A., Borgatti, L., Cervi, F., Dahne, A., Ronchetti, F., Sterzai, P. (2009). Estimating mass-wasting processes in active earth slides-earth flows with time-series of high-resolution DEMs from photogrammetry and airborne LiDAR. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(2), 433-439. Doi: 10.5194/nhess-9-433-2009
- Coussot, P., Proust, S. (1996). Slow, unconfined spreading of a mudflow. *Journal of Geophysical Research*, 101(B11), 25217. Doi: 10.1029/96jb02486
- Crosta, G.B., Agliardi, F. (2004). Parametric evaluation of 3D dispersion of rockfall trajectories. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4(4), 583-598. Doi: 10.5194/nhess-4-583-2004
- Cruden, D.M., Varnes, D.J. (1996). Landslides types and processes. In: Turner A.K. and Schuster R.L. (Eds.) *Landslides: investigation and mitigation*. Transportation research board special report 247. National Academy Press, WA, 36-75.
- Curran, J.H., Wohl E.E. (2003). Large woody debris and flow resistance in step-pool channels, Cascade Range, Washington. *Geomorphology*, 51(1-3), 141-157. Doi: 10.1016/S0169-555X(02)00333-1.
- D'Agostino, V., Lenzi, M.A. (1998). La massimizzazione della resistenza al flusso nei torrenti con morfologia a step-pool. *Atti del XXVI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Volume I, pp. 281-293.
- D'Agostino V., Marchi, L. (2003). Geomorphological estimation of debris flow volumes in alpine basins. *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. 10-12 September 2003, Davos, vol. II, pp. 1097-1106 (ISBN/ISSN: 9077017 78X).
- D'Agostino, V. (2004). Sull'affidabilità delle misure di portata nei torrenti montani con il metodo della diluizione salina. In: *Proceedings of the 29th Italian Congress of Hydraulics and Hydraulic Structures*, Trento, Italy, September 7-10, pp. 1005-1012.
- D'Agostino, V. (2005). Velocità media della corrente in torrenti fortemente scabri. In: *Proceedings of the Italian Congress AIIA2005*, Associazione Italiana Ingegneria Agraria, June 27-30, Catania, Italy.
- D'agostino, V., Tecca, P. (2006). Some considerations on the application of the FLO-2D model for debris flow hazard assessment. In: *First International Conference on Monitoring, simulation, prevention and remediation of Dense and Debris Flows*, Rodi, 7-9 Giugno, 2006, 159-170, WITpress, Southampton (ISBN/ISSN:1-84564-169-8/1746-448X).
- D'Agostino, V., Cesca, M., Marchi, L. (2010). Field and laboratory investigations of runout distances of debris flows in the Dolomites (Eastern Italian Alps). *Geomorphology*, 115(3-4), 294-304. Doi: 10.1016/j.geomorph.2009.06.032
- D'Agostino, V., Michelini, T. (2015). On kinematics and flow velocity prediction in step-pool channels. *Water Resources Research*, 51, 4650-4667. Doi: 10.1002/2014WR016631.
- David, G.C.L., Wohl E.E., Yochum, S.E., Bledsoe, B.P. (2010). Controls on spatial variations in flow resistance along steep mountain streams. *Water Resources Research*, 46(3), n/a-n/a. Doi: 10.1029/2009wr008134
- David, G.C.L., Wohl E.E., Yochum, S.E., Bledsoe, B.P. (2011). Comparative analysis of bed resistance partitioning in high-gradient streams. *Water Resources Research* 47(W07507). Doi: 10.1029/2010WR009540
- Davies, T.R. (1988). Debris flow surges: a laboratory investigation. *Versuchsanstalt für Wasserbau-Hydrologie und Glaziologie an der ETHZ*.
- Davies, T.R. (1994). Dynamically similar small-scale debris flow models. In *International Workshop on Floods and Inundations related to Large Earth Movements*. University of Trent, Department of Civil and Environmental Engineering, Trent, Italy.

- Dawson, F.H., Charlton, F.G. (1988). Bibliography on the hydraulic resistance of vegetated watercourses. 25th Technical Report, Freshwater Biological Association. Occasional Publication, 25, ISSN 0308-6739.
- de Haas, T., Braat, L., Leuven, J.R.F.W., Lokhorst, I.R., Kleinhans, M.G. (2015). Effects of debris flow composition on runout, depositional mechanisms, and deposit morphology in laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(9), 1949-1972. Doi: 10.1002/2015jf003525
- de Quervain, M. (1979). Wald und Lawinen. In: Proceedings of the IUFRO Seminar Mountain Forests and Avalanches, Davos, Switzerland, 219-231.
- Dingam, L.S. (2007). Analytical derivation of at-a-station hydraulic-geometry relations. *Journal of Hydrology*, 334(1-2), 17-27. Doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.09.021
- Dorren, L.K.A., Seijmonsbergen, A.C. (2003). Comparison of three GIS-based models for predicting rockfall runout zones at a regional scale. *Geomorphology*, 56(1-2), 49-64. Doi: 10.1016/S0169-555X(03)00045-X.
- Dorren, L.K.A., Berger, F., Imeson, A.C., Maier, B., Rey, F. (2004). Integrity, stability and management of protection forests in the European Alps. *Forest Ecology and Management*, 195(1-2), 165-176. Doi: 10.1016/j.foreco.2004.02.057
- Dorren, L.K., Berger, F., le Hir C., Mermin, E., Tardif, P. (2005). Mechanisms effects and management implications of rockfall in forests. *Forest Ecology and Management*, 215(1), 183-195. Doi:10.1016/j.foreco.2005.05.012.
- Dorren, L.K., Berger, F. (2006). Stem breakage of trees and energy dissipation during rockfall impacts. *Tree Physiol.*, 26(1), 63-71. Doi: 10.1093/treephys/26.1.63
- Dorren, L.K.A., Berger, F., Putters, U.S. (2006). Real-size experiments and 3-D simulation of rockfall on forested and non-forested slopes. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6(1), 145-153. Doi: 10.5194/nhess-6-145-2006
- Dorren, L.K.A. (2012). Rockyfor3D (v.5.1) revealed-Transparent description of the complete 3D rockfall model ecorisq paper (www.ecorisq.org), 31 pp.
- Dunning, S.A., Massey, C.I., Rosser, N.J. (2009). Structural and geomorphological features of landslides in the Bhutan Himalaya derived from Terrestrial Laser Scanning. *Geomorphology*, 103(1), 17-29. Doi: 10.1016/j.geomorph.2008.04.013
- Egashira, S., Honda, N., Itoh, T. (2001). Experimental study on the entrainment of bed material into debris flow. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial and Planetary Science*, 26(9): 645-650.
- Einstein, H.A., Banks, R.B. (1950). Fluid resistance of composite roughness. *Transactions, American Geophysical Union*, 31(4), 603. Doi: 10.1029/tr031i004p00603
- Einstein, H.A., Barbarossa, N.L. (1952). River channel roughness. *Transactions of the ASCE*, 117, 1121-1132.
- Emmett, W.W. (1970). The hydraulics of overland flow on hillslopes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 662-A, 68.
- Evans, S.G., Hungr, O. (1993). The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 30(4), 620-636. Doi: 10.1139/t93-054
- Faccoli M., Colombari, F., Dal Pont, C., Finozzi, V., D'Ambro E., Battisti, A. (2010). Gravi infestazioni di bostrico acuminato in formazioni alpine di pino silvestre. *Forest@-Italian Society of Silviculture and Forest Ecology*, 7, 259-267.
- Fardin, N., Feng, Q., Stephansson, O. (2004). Application of a new in situ 3D laser scanner to study the scale effect on the rock joint surface roughness. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 41, 329-335. Doi: 10.1016/S1365-1609(03)00111-4
- Faug, T., Caccamo, P., Chanut, B. (2011). Equation for the force experienced by a wall overflowed by a granular avalanche: experimental verification. *Physical Review E*, 84(5). Doi: 10.1103/physreve.84.051301
- Feistl, T., Bebi, P., Bühler, Y., Christen, M., Teich, M., Bartelt, P. (2012). Stopping behaviour of snow avalanches in forests. In: Proceedings of the International Snow Science Workshop ISSW. Anchorage, Alaska, 420-426. Doi: 10.5194/nhessd-1-5561-2013
- Ferguson, R. (2007). Flow resistance equations for gravel- and boulder-bed streams. *Water Resources Research*, 43, W05427. Doi: 10.1029/2006WR005422
- Ferguson, R. (2010). Time to abandon the Manning equation?. *Earth Surface Processes Landforms*, 35(15), 1873-1876. Doi: 10.1002/esp. 2091
- Fidej, G., Mikoš, M., Rugani, T., Jež, J., Kumelj, S., Diaci, J. (2015). Assessment of the protective function of forests against debris flows in a gorge of the Slovenian Alps. *Forest-Biogeosciences and Forestry*, 8(1), 73-81. Doi: 10.3832/ifor0994-007
- Fletcher, C.A.J. (1990). Computational Techniques for Fluid Dynamics. Vol. II: Specific Techniques for Different Flow Categories. Berlin etc., Springer-Verlag, XIV, 409 pp. 484 pp., ISBN 3-540-18151-2/3-540-18759-6.
- Folk, R.L., Ward, W.C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1), 3-26. Doi: 10.1306/74d70646-2b21-11d7-8648000102c1865d
- Frankel, K.L., Dolan, J.F. (2007). Characterizing arid region alluvial fan surface roughness with airborne laser swath mapping digital topographic data. *Journal of Geophysical Research*, 112(F2). Doi: 10.1029/2006jf000644
- Frehner M., Wasser, B., Schwitter, R. (2005). Nachhaltigkeit und Erfolgskontrolle im Schutzwald - Wegleitung für Pflegemassnahmen in Wäldern mit Schutzfunktion. Bern, Bundesamt Umwelt Wald Landschaft, pp. 564
- Frellich, L.E. (2002). Forest dynamics and disturbance regimes: studies from temperate evergreen-deciduous forests. Cambridge University Press.
- Ganas, A., Pavlides, S., Karastathis, V. (2005). DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology*, 65(3-4), 301-319. Doi: 10.1016/j.geomorph.2004.09.006
- Ghinoi, A., Chung, C.-J. (2005). STARTER: a statistical GIS-based model for the prediction of snow avalanche susceptibility using terrain features-application to Alta Val Badia, Italian Dolomites. *Geomorphology*, 66(1-4), 305-325. Doi: 10.1016/j.geomorph.2004.09.018
- Giani, G.P. (1992). Rock Slope Stability Analysis, Balkema, Rotterdam.

- Gill, J.C., Malamud, B.D. (2014). Reviewing and visualizing the interactions of *Natural Hazards*. *Reviews of Geophysics*, 52(4), 680-722. Doi: 10.1002/2013rg000445
- Gilley, J.E., Finkner, S.C. (1991). Hydraulic roughness coefficients as affected by random roughness. *Transactions of the ASAE*, 34, 897-903.
- Glasbey, C.A., Jones, R. (1997). Fast computation of moving average and related filters in octagonal windows. *Pattern Recognition Letters*, 18(6), 555-565. Doi: 10.1016/s0167-8655(97)00045-7
- Glenn, N.F., Streutker, D.R., Chadwick, D.J., Thackray, G.D., Dorsch, S.J. (2006). Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology*, 73(1-2), 131-148. Doi: 10.1016/j.geomorph.2005.07.006
- Gomi, T., Sidle, R.C., Bryant, M.D., Woodsmith, R.D. (2001). The characteristics of woody debris and sediment distribution in headwater streams, southeaster Alaska. *Canadian Journal of Forest Research*, 31(8), 1386-1399. Doi: 10.1139/cjfr-31-8-1386
- Govers, G., Takken, I., Helming, K. (2000). Soil roughness and overland flow. *Agronomie*, 20(2), 131-146. Doi: 10.1051/agro:2000114
- Griswold, J.P., Iverson, R.M. (2008). Mobility statistics and automated hazard mapping for debris flows and rock avalanches. (No. 2007-5276). US Geological Survey.
- Gritzner, M.L., Marcus, W.A., Aspinall, R., Custer, S. G. (2001). Assessing landslide potential using GIS, soil wetness modeling and topographic attributes, Payette River, Idaho. *Geomorphology*, 37(1-2), 149-165. Doi: 10.1016/s0169-555x(00)00068-4
- Gsteiger, P. (1989). Steinschlag Wald Relief Empirische Grundlagen zur Steinschlagmodellierung. Diploma Thesis Geography, Department of Geography, University of Berne.
- Gubler, H., Rychetnik, J. (1991). Effects of forests near timberline on avalanche formation. *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas*, 205, 19-38.
- Guo, J. (2002). Logarithmic matching and its applications in computational hydraulics and sediment transport. *Journal of Hydraulic Research*, 40(5), 555-564. Doi: 10.1080/00221680209499900
- Guthrie, R.H., Hockin, A., Colquhoun, L., Nagy, T. Evans, S.G., Ayles, C. (2010). An examination of controls on debris flow mobility: Evidence from coastal British Columbia. *Geomorphology*, 114(4), 601-613. Doi: 10.1016/j.geomorph.2009.09.021
- Guzzetti, F., Crosta, G., Detti, R., Agliardi, F. (2002). STONE: a computer program for the three-dimensional simulation of rock-falls. *Computers and Geosciences*, 28(9), 1079-1093. Doi: 10.1016/s0098-3004(02)00025-0
- Haneberg, W.C., Creighton, A.L., Medley E.W., Jonas, D. (2005). Use of LiDAR to assess slope hazards at the Lihir gold mine, Papua New Guinea. In: Proceedings of the International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, British Columbia, May-June, 2005, A.A. Balkema, Leiden, Supplementary CD.
- Haneberg, W.C. (2007). Directional roughness profiles from three-dimensional photogrammetric or laser scanner point clouds. *Rock mechanics: meeting society's challenges and demands*, 101-106. Doi: 10.1201/noe0415444019-c13
- Haubrock, S.-N., Kuhnert, M., Chabrillat, S., Güntner, A., Kaufmann, H. (2009). Spatiotemporal variations of soil surface roughness from in-situ laser scanning. *CATENA*, 79(2), 128-139. Doi: 10.1016/j.CATENA.2009.06.005
- Hayashi, S., Nonoda, T., Kawabe, H. (1999). Strength of tree roots and stability of trees: studies on stability of afforestation trees on slopes considering wind (in Japanese). Research Report of Grant-in-Aid for Scientific Research from the Ministry of Education, Science and Culture, Japan, 07660192, 35-47
- He, Y.P., Xie, H., Cui, P., Wei, F.Q., Zhong, D.L., Gardner, J.S. (2003). GIS-based hazard mapping and zonation of debris flows in Xiaojiang Basin, southwestern China. *Environmental Geology*, 45(2), 286-293. Doi: 10.1007/s00254-003-0884-0
- Henderson, F.M. (1966), *Open Channel Flow*, Macmillan.
- Heritage, G.L., Milan, D.J. (2009). Terrestrial Laser Scanning of grain roughness in a gravel-bed river. *Geomorphology*, 113(1-2), 4-11. Doi: 10.1016/j.geomorph.2009.03.021
- Herschel, W.H., Bulkley, R. (1926). Konsistenzmessungen von gummi-benzollösungen. *Kolloid-Zeitschrift*, 39(4), 291-300.
- Hewlett, J.D. (1982). Principles of forest hydrology. University of Georgia Press.
- Hodge, R., Brasington, J., Richards, K. (2009). In situ characterization of grain-scale fluvial morphology using Terrestrial Laser Scanning. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(7), 954-968. Doi: 10.1002/esp.1780
- Hollaus, M., Aubrecht, C., Höfle, B., Steinnocher, K., Wagner, W. (2011). Roughness mapping on various vertical scales based on full-waveform Airborne Laser Scanning data. *Remote Sensing*, 3(12), 503-523. Doi: 10.3390/rs3030503
- Höller, P., Fromm, R., Leitinger, G. (2009). Snow forces on forest plants due to creep and glide. *Forest Ecology and Management*, 257(2), 546-552. Doi: 10.1016/j.foreco.2008.09.035
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B., Zimmermann, M. (2013). Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale. *Natural Hazards and Earth System Science*, 13(4), 869-885. Doi: 10.5194/nhess-13-869-2013
- Hübl, J., Holzinger, G. (2003). Entwicklung von Grundlagen zur Dimensionierung kronenoffener Bauwerke für die Geschiebewardirtschaftung in Wildbächen: Kleinmaßstäbliche Modellversuche zur Wirkung von Murbrechern. WLS Report 50 Band 3, Im Auftrag des BMLFUW VC 7a.
- Hungr, O. (1995). A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, 32(4), 610-623. Doi: 10.1139/t95-063
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7(3), 221-238. Doi: 10.2113/gsegeosci.7.3.221
- Hungr, O. (2005). Classification and terminology. Springer Praxis Books, 9-23. Doi: 10.1007/3-540-27129-5_2
- Hunt, B. (1994). Newtonian Fluid Mechanics Treatment of Debris Flows and Avalanches. *Journal of Hydraulic Engineering*, 120(12), 1350-1363. Doi: 10.1061/(asce)0733-9429(1994)120:12(1350)

- Hürlimann, M., McArdeil, B.W., Rickli, C. (2015). Field and laboratory analysis of the runout characteristics of hillslope debris flows in Switzerland. *Geomorphology*, 232, 20-32. Doi: 10.1016/j.geomorph.2014.11.030
- Hutchinson, J.N. (1986). A sliding-consolidation model for flow slides. *Canadian Geotechnical Journal*, 23(2), 115-126. Doi: 10.1139/t86-021
- Ikeya, H. (1989). Debris flow and its countermeasures in Japan. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 40(1), 15-33. Doi: 10.1007/bf02590339
- Indri E. (1942). Misure sulla velocita dell'acqua in alvei montani a forte scabrezza. *L'Acqua*, 20(9), 113-121.
- Irasawa M, Ishikawa Y, Fukumoto A, Mizuyama T (1991). Control of debris flows by sabo tree zones (in Japanese). *Civil Engineering Journal*, Public Works Research Institute, Ministry of Construction. 33(5):30-37
- Ishikawa, M., Suzuki, T. (1961). Width of forest zone for preventing outflow of sediment (in Japanese). In: 10th Annual Meeting of the Hokkaido Branch, Japan Forestry Society, 155-160.
- Ishikawa, N., Inoue, R., Beppu, M., Hasegawa, Y., Mizuyama, T. (2010). Dynamic load characteristics of debris flow model using different gravel size distribution. In: *Proceedings of INTERPRAEVENT* (pp. 207-216).
- Ishikawa, Y., Mizuhara, K., Ashida, S. (2000). Effect of density of trees on drag exerted on trees in river channels. *Journal of Forest Research*, 5(4), 271-279. Doi:10.1007/BF02767121.
- Ishikawa, Y., Kawakami, S., Morimoto, C., Mizuhara, K. (2003). Suppression of debris movement by forests and damage to forests by debris deposition. *Journal of Forest Research*, 8(1), 0037-0047. Doi:10.1007/s103100300004.
- Iverson, R.M. (1997). The physics of debris flow. *Reviews of Geophysics*, 35(3), 245-296.
- Iverson, R.M., Schilling, S.P., Vallance, J.W. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8), 972-984. Doi: 10.1130/0016-7606(1998)110<0972:ODOLIH>2.3.CO;2
- Iverson, R.M., Denlinger, R.P. (2001). Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain: 1. Coulomb mixture theory. *Journal of Geophysical Research*, 106(B1), 537. Doi: 10.1029/2000jb900329
- Iverson, R.M. (2003). The debris-flow rheology myth. In: *Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction, and assessment*, 1, 303-314.
- Iverson, R.M., Reid, M.E., Logan, M., LaHusen, R.G., Godt, J.W., Griswold, J.P. (2011). Positive feedback and momentum growth during debris-flow entrainment of wet bed sediment. *Nature geoscience*, 4(2), 116-121. Doi: 10.1038/ngeo1040
- Iverson, R.M. (2015). Scaling and design of landslide and debris-flow experiments. *Geomorphology*, 244, 9-20. Doi: 10.1016/j.geomorph.2015.02.033
- Jaboyedoff, M., Labiouse, V. (2003). Preliminary assessment of rockfall hazard based on GIS data. In: 10th International Congress on Rock Mechanics (ISRM) 2003 - Technology roadmap for rock mechanics, South African Institute of Mining and Metallurgy, Johannesburg, South Africa, 575-578.
- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R., Pedrazzini, A. (2010). Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural Hazards*, 61(1), 5-28. Doi: 10.1007/s11069-010-9634-2
- Jaccard, P. (1901). Étude comparative de la distribution florale dans une portion des Alpes et des Jura. *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles*, 37, 547-579.
- Jahn, J. (1988). Entwaldung und Steinschlag, International Congress Interpraevent, Graz. In: *Proceedings of Conference*, Volume 1, pp. 185-198.
- Jarrett, R.D. (1984). Hydraulics of high-gradient streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(11), 1519-1539. Doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:11(1519)
- Johnson, A.M. (1970). *Physical processes in geology: A method for interpretation of natural phenomena; intrusions in igneous rocks, fractures, and folds, flow of debris and ice*. San Francisco: Freeman, Cooper.
- Johnson, A.M., Rodine, J.R. (1984). Debris flow. In: *Slope Instability*, Brundsen, D., Prior, D.B. (eds). Wiley, Chichester, pp. 257-361.
- Johnson, S.L., Swanson, F.J., Grant, G.E., Wondzell, S.M. (2000). Riparian forest disturbances by a mountain flood & the influence of floated wood. *Hydrological Processes*, 14(16-17), 3031-3050. Doi: 10.1002/1099-1085(200011/12)14:16/17<3031::aid-hyp133>3.0.co;2-6
- Jones, C.L., Higgins, J.D., Andrew, R.D. (2000). Colorado Rockfall Simulation Program Version 4.0. Colorado Department of Transportation.
- Jones, L.D. (2006). Monitoring landslides in hazardous terrain using terrestrial LiDAR: an example from Montserrat. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 39(4), 371-373. Doi: 10.1144/1470-9236/06-009
- Jonsson, M.J., Volkwein, A., Ammann, W.J. (2007). Quantification of energy absorption capacity of trees against rockfall using finite element analysis. In: *Proceedings of the 1st Canada-US Rock Mechanics Symposium*. American Rock Mechanics Association. Doi:10.1201/NOE0415444019-c44.
- Jutzi, B., Neulist, J., Stilla, U. (2005). Sub-pixel edge localization based on laser waveform analysis. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 36(Part3/W19), 109-114.
- Kaufmann, P.R. (1987). Channel morphology and hydraulic characteristics of torrent-impacted forest streams in the Oregon Coast Range USA. PhD dissertation, Oregon State University, Corvallis, Oregon.
- Kaufmann, P.R., Faustini, J.M., Larsen, D.P., Shirazi, M.A. (2008). A roughness-corrected index of relative bed stability for regional stream surveys. *Geomorphology*, 99(1), 150-170. Doi: 10.1016/j.geomorph.2007.10.007.
- Ketcheson, G., Froehlich, H.A. (1978). Hydrologic factors and environmental impacts of mass soil movements in the Oregon Coast Range. *Water Resources Research Institute*, Oregon State University. Report, WRRRI-56, pp. 94.
- King, L., Hassan, M.A., Wei, X., Burge, L., Chen, X. (2013). Wood dynamics in upland streams under different disturbance regimes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(11), 1197-1209. Doi: 10.1002/esp.3356

- Kirkby, M.J., Statham, I. (1975). Surface Stone Movement and Scree Formation. *Journal of Geology*, 83(3), 349-362. Doi: 10.1086/628097
- Klaassen, G.J., van Der Zwaard, J.J. (1974). Roughness coefficients of vegetated flood plains. *Journal of Hydraulic Research*, 12(1), 43-63. Doi: 10.1080/00221687409499757
- Kondo, K., Hayashi, S., Nonoda, T., Numamoto, S., Shirakawa, Y. (2004). Role of tree roots system for slope failure obtained from two dimensional analysis. In: Proceedings of the International Symposium Interpraevent VII, Riva, Trient, IV/197-IV-207, 2004.
- Kouwen, N., Unny, T.E. (1973). Flexible roughness in open channels. *Journal of the Hydraulics Division*, 99(5), 713-728.
- Kräuchi, N., Brang, P., Schönenberger, W. (2000). Forests of mountainous regions: gaps in knowledge and research needs. *Forest Ecology and Management*, 132(1), 73-82. Doi: 10.1016/S0378-1127(00)00382-0
- Lambert, S., Bourrier, F., Toe, D. (2013). Improving three-dimensional rockfall trajectory simulation codes for assessing the efficiency of protective embankments. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 60, 26-36. Doi: 10.1016/j.ijrmms.2012.12.029
- Lancaster, S.T., Hayes, S.K., Grant, G.E. (2003). Effects of wood on debris flow runout in small mountain watersheds. *Water Resources Research*, 39(6), 1168. Doi: 10.1029/2001WR001227
- Landy, J.C., Isleifson, D., Komarov, A.S., Barber, D.G. (2015). Parameterization of centimeter-scale sea ice surface roughness using terrestrial LiDAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 53(3), 1271-1286. Doi: 10.1109/tgrs.2014.2336833
- Lato, M., Hutchinson, J., Diederichs, M., Ball, D., Harrap, R. (2009). Engineering monitoring of rockfall hazards along transportation corridors: using mobile terrestrial LiDAR. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(3), 935-946. Doi: 10.5194/nhess-9-935-2009
- Lee, A.J., Ferguson, R.I. (2002). Velocity and flow resistance in step-pool streams. *Geomorphology*, 46(1), 59-71.
- Legros, F. (2002). The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology*, 63(3-4), 301-331. Doi: 10.1016/S0013-7952(01)00090-4
- Lehning, M., Grünwald, T., Schirmer, M. (2011). Mountain snow distribution governed by an altitudinal gradient and terrain roughness. *Geophysical Research Letters*, 38(19). Doi: 10.1029/2011gl048927
- Leitinger, G., Höller, P., Tasser E., Walde, J., Tappeiner, U. (2008). Development and validation of a spatial snow-glide model. *Ecological Modelling*, 211(3-4), 363-374. Doi: 10.1016/j.ecolmodel.2007.09.015
- Lenzi, M.A., D'Agostino, V., Sonda, D. (2000). Ricostruzione morfologica e recupero ambientale dei torrenti. Criteri metodologici ed esecutivi, BIOS, 208 pp., Cosenza, Italy
- Leonardi, P. (1967). Le Dolomiti: geologia dei monti tra Isarco e Piave. Ed. Manfrini, 2, pp. 925-935.
- Lim, M., Petley, D.N., Rosser, N.J., Allison, R.J., Long, A.J., Pybus, D. (2005). Combined digital photogrammetry and time-of-flight Laser Scanning for monitoring cliff evolution. *Photogrammetric Record*, 20(110), 109-129. Doi: 10.1111/j.1477-9730.2005.00315.x
- Limerinos, J.T. (1970). Determination of the Manning Coefficient from Measured Bed Roughness in Natural Channels. Water Supply Paper 1898-B, United State Geological Survey, 47 pp., Washington, D. C.
- Liu, X. (1996). Size of a debris flow deposition: model experiment approach. *Environmental Geology*, 28(2), 70-77. Doi: 10.1007/s002540050079
- Lowe, D.R. (1976). Grain Flow and Grain Flow Deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 46, na. Doi: 10.1306/212f6ef1-2b24-11d7-8648000102c1865d
- Lundström, T., Jonas, T., Stockli, V., Ammann, W. (2007). Anchorage of mature conifers: resistive turning moment, root-soil plate geometry and root growth orientation. *Tree Physiology*, 27(9), 1217-1227. Doi: 10.1093/treephys/27.9.1217
- Lundström, T., Jonsson, M.J., Volkwein, A., Stoffel, M. (2009). Reactions and energy absorption of trees subject to rockfall: a detailed assessment using a new experimental method. *Tree Physiology*, 29(3), 345-359. Doi: 10.1093/treephys/tpn030
- MacFarlane, W.A., Wohl E.E. (2003). Influence of step composition on step geometry and flow resistance in step-pool streams of the Washington Cascades. *Water Resources Research*, 39(2).
- Mahoney, D.P. (2006). The effects of moisture content and relative density on granular debris flow behaviour: and experimental investigation. Project Report, University of Canterbury, Christchurch.
- Major, J.J. (2000). Gravity-driven consolidation of granular slurries: implications for debris-flow deposition and deposit characteristics. *Journal of Sedimentary Research*, 70(1), 64-83. Doi: 10.1306/2dc408ff-0e47-11d7-8643000102c1865d
- Major, J.J., Iverson, R.M. (1999). Debris-flow deposition: effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin*, 111(10), 1424-1434. Doi: 10.1130/0016-7606(1999)111<1424:dfdeop>2.3.co;2
- Marchi, L., Cavalli, M., D'Agostino, V. (2010). Hydrogeomorphic processes and torrent control works on a large alluvial fan in the eastern Italian Alps. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(3), 547-558. Doi: 10.5194/nhess-10-547-2010
- Marcus, W.A., Roberts, K., Harvey, L., Tackman, G. (1992). An evaluation of methods for estimating Manning's n in small mountain streams. *Mountain Research and Development*, 227-239.
- Margreth, S. (2004). Die Wirkung des Waldes bei Lawinen. Forum für Wissen 2004, 21-26.
- Margreth, S. (2007). Snow pressure on cableway masts: Analysis of damages and design approach. *Cold Regions Science and Technology*, 47(1-2), 4-15. Doi: 10.1016/j.coldregions.2006.08.020
- Marks, K., Bates, P. (2000). Integration of high-resolution topographic data with floodplain flow models. *Hydrological Processes*, 14(11-12), 2109-2122. Doi: 10.1002/1099-1085(20000815/30)14:11/12<2109::aid-hyp58>3.0.co;2-1
- Mason, D.C., Cobby, D.M., Horritt, M.S., Bates, P.D. (2003). Floodplain friction parameterization in two-dimensional river flood models using vegetation heights derived from airborne scanning laser altimetry. *Hydrological Processes*, 17(9), 1711-1732. Doi: 10.1002/hyp.1270

- Matyja, M. (2007). The significance of trees and coarse woody debris in shaping the debris flow accumulation zone (North slope of the Babia Góra Massif, Poland), *Geographia Polonica*, 80(1), 83.
- May, C.L. (2002). Debris flows through different forest age classes in the central Oregon coast range. *Journal of the American Water Resources Association*, 38(4), 1097-1113. Doi: 10.1111/j.1752-1688.2002.tb05549.x
- May, C.L., Gresswell, R.E. (2003). Large wood recruitment and redistribution in headwater streams in the southern Oregon Coast Range, U.S.A. *Can. Journal of Forest Research*, 33(8), 1352-1362. Doi: 10.1139/x03-023
- Mazzoccola, D., Sciesa E. (2000). Implementation and comparison of different methods for rockfall hazard assessment in the Italian Alps. In: Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides, 2, 1035-1040, Balkema, Rotterdam, Cardiff, UK.
- McClung, D.M. (2001). Extreme avalanche runout: a comparison of empirical models. *Canadian Geotechnical Journal*, 38(6), 1254-1265. Doi: 10.1139/t01-041
- McKean, J., Roering, J. (2004). Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology*, 57(3-4), 331-351. Doi: 10.1016/s0169-555x(03)00164-8
- Meissl, G. (2001). Modelling the runout distances of rockfalls using a geographic information system. *Zeitschrift fur geomorphologie supplementband*, 129-137.
- Metternicht, G., Hurni, L., Gogu, R. (2005). Remote Sensing of landslides: An analysis of the potential contribution to geo-spatial systems for hazard assessment in mountainous environments. *Remote Sensing of Environment*, 98(2-3), 284-303. Doi: 10.1016/j.rse.2005.08.004
- Meyer-Peter E., Müller, R. (1948,). Formulas for bed-load transport. In: Proceedings of the 2nd Meeting of the International Association for Hydraulic Structures Research (pp. 39-64). Delft: International Association of Hydraulic Research.
- Milan, D.J., Heritage, G.L., Hetherington, D. (2007). Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(11), 1657-1674. Doi: 10.1002/esp.1592
- Millar, R.G. (1999). Grain and form resistance in gravel-bed rivers. *Journal of Hydraulic Research*, 37(3), 303-312. Doi: 10.1080/00221686.1999.9628249
- Miller, D.J., Burnett, K.M. (2008). A probabilistic model of debris-flow delivery to stream channels, demonstrated for the Coast Range of Oregon, USA. *Geomorphology*, 94(1-2), 184-205. Doi: 10.1016/j.geomorph.2007.05.009
- Mizunaga, H., Nagaike, T., Yoshida, T., Valkonen, S. (2010). Feasibility of silviculture for complex stand structures: designing stand structures for sustainability and multiple objectives. *Journal of Forest Research*, 15(1), 1-2. Doi: 10.1007/s10310-009-0177-x
- Mizuyama, T., Narita, H. (1988). Debris flow control by woods and their impact energy absorptivity. In: Proceedings of the International Symposium Interpraevent, Graz, Austria, Volume 2, 173-181.
- Mizuyama, T., Amada, T., Kurihara, J., Kobayashi, M. (1989). Resistance and sedimentation by trees (in Japanese with English summary). *Japan Society of Erosion Control Engineering*, 42(4), 18-22.
- Mizuyama, T., Kobashi, S., Ou, G. (1992). Prediction of debris flow peak discharge. In: Proceedings of the International Symposium Interpraevent, Bern, Switzerland, Bd. 4, pp. 99-108.
- Modrick, T.M., Georgakakos, K.P. (2014). Regional bankfull geometry relationships for southern California mountain streams and hydrologic applications. *Geomorphology*, 221, 242-260. Doi: 10.1016/j.geomorph.2014.06.004
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109(5), 596-611. Doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0596:CRMIMD>2.3.CO;2
- Montgomery, D.R., Massong, T.M., Hawley, S.C. (2003). Influence of debris flows and log jams on the location of pools and alluvial channel reaches, Oregon Coast Range. *Geological Society of America Bulletin*, 115(1), 78-88. Doi: 10.1130/0016-7606(2003)115<0078:iodefal>2.0.co;2
- Morlotti, E. (2010). Funzione del bosco nella fase di arresto dei debris flow, PhD thesis, Università degli studi di Milano.
- Motta, R., Haudemand, J.C. (2000). Protective forests and silvicultural stability-an example of planning in the Aosta Valley. *Mountain Research and Development*, 20(2), 180-187. Doi: 10.1659/0276-4741(2000)020[0180:pfass]2.0.co;2
- Murphy, M.L., Koski, K.V. (1989). Input and depletion of woody debris in Alaska streams and implications for streamside management. *North American Journal of Fisheries Management*, 9(4), 427-436. Doi: 10.1577/1548-8675(1989)009<0427:iadofd>2.3.co;2
- Newesely, C., Tasser E., Spadinger, P., Cernusca, A. (2000). Effects of land-use changes on snow gliding processes in alpine ecosystems. *Basic and Applied Ecology*, 1(1), 61-67. Doi: 10.1078/1439-1791-00009
- Nicholas, A.P., McLelland, S.J. (2004). Computational fluid dynamics modelling of three-dimensional processes on natural river floodplains. *Journal of Hydraulic Research*, 42(2), 131-143. Doi: 10.1080/00221686.2004.9728377
- Nikora, V.I., Goring, D.G. (1998). ADV measurements of turbulence: Can we improve their interpretation?. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(6), 630-634.
- Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Sidle, R.C., Hosoda, I. (2001). Subsurface runoff characteristics from a forest hillslope soil profile including macropores, Hitachi Ohta, Japan. *Hydrological Processes*, 15(11), 2131-2149. Doi: 10.1002/hyp.278
- O'Brien, J.S., Julien, P.Y. (1985). Physical process of hyperconcentrated sediment flows. In: Proceedings of the ASCE Specialty Conference on the Delineation of Landslides, Floods, and Debris Flow, 260-279.
- O'Brien, J.S., Julien, P.Y. (1986). Rheology of non-Newtonian fine sediment mixtures. In: Advancements in Aerodynamics, Fluid Mechanics and Hydraulics, ASCE, 989-996.
- O'Brien, J.S., Julien, P.Y. (1988). Laboratory analysis of mudflow properties. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(8), 877-887. Doi: 10.1061/(asce)0733-9429(1988)114:8(877)
- O'Hara, K.L. (2006). Multiaged forest stands for protection forests: concepts and applications. *Forest, Snow, and Landscape Research*, 80(1), 45-55.

- Oh, Y., Kay, Y.C. (1998). Condition for precise measurement of soil surface roughness. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(2), 691-695. Doi: 10.1109/36.662751
- Ott, E., Frehner, M., Frey, H.U., Lüscher, P. (1997). Gebirgsnadelwälder: praxisorientierter Leitfaden für eine standortgerechte Waldbehandlung. Verlag Paul Haupt, Bern, Stuttgart, Wien, pp. 287.
- Pagliara, S., Chiavaccini, P. (2006). Energy Dissipation on Block Ramps. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(1), 41-48. Doi: 10.1061/(asce)0733-9429(2006)132:1(41)
- Panizza, M., Bollettinari, G., Bonomi, T., Cavallin, A., Corsini, A., De Amicis, M., Verro, R. (1998). Valutazione della pericolosità da frana nell'area di Corvara in Badia (Dolomiti). In: Il rischio idrogeologico e la difesa del suolo, Accademia nazionale dei lincei, pp. 55-56.
- Parker, G., Peterson, A.W. (1980). Bar resistance of gravel-bed streams. *Journal of the Hydraulics Division*, 106, 1559-1575.
- Parsons, J.D., Whipple, K.X., Simoni, A. (2001). Experimental Study of the Grain-Flow, Fluid-Mud Transition in Debris Flows. *Journal of Geology*, 109(4), 427-447. Doi: 10.1086/320798
- Pasternack, G.B., Ellis, C.R., Leier, K.A., Vallé, B.L., Marr, J.D. (2006). Convergent hydraulics at horseshoe steps in bedrock rivers. *Geomorphology*, 82(1-2), 126-145. Doi: 10.1016/j.geomorph.2005.08.022
- Perla, R.I. (1980). Avalanche release, motion, and impact. *Dynamics of Snow and Ice Masses*, 397-462. Doi: 10.1016/b978-0-12-179450-7.50012-7
- Perret, S., Dolf, F., Kienholz, H. (2004). Rockfalls into forests: Analysis and simulation of rockfall trajectories ? considerations with respect to mountainous forests in Switzerland. *Landslides*, 1(2). Doi: 10.1007/s10346-004-0014-4
- Perret, S., Stoffel, M., Kienholz, H. (2006). Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps—A dendrogeomorphological case study. *Geomorphology*, 74(1-4), 219-231. Doi: 10.1016/j.geomorph.2005.08.009
- Pfeiffer, T.J., Bowen, T. (1989). Computer Simulation of Rockfalls. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 26(1), 135-146.
- Philip, G.M., Watson, D.F. (1982). A Precise Method for Determining Contoured Surfaces. *Australian Petroleum Exploration Association Journal*, 22, 205-212.
- Pickett, S.T.A., Kolasa, J., Armesto, J.J., Collins, S.L. (1989). The Ecological Concept of Disturbance and Its Expression at Various Hierarchical Levels. *Oikos*, 54(2), 129. Doi: 10.2307/3565258
- Pollyea, R.M., Fairley, J.P. (2012). Experimental evaluation of terrestrial LiDAR-based surface roughness estimates. *Geosphere*, 8(1), 222-228. Doi: 10.1130/ges00733.1
- Ponce, V.M., Theurer, F.D. (1982). Accuracy criteria in diffusion routing. *Journal of the Hydraulics Division (ASCE)*, 108(6), 747-757.
- Procter, E., Stoffel, M., Schneuwly-Bollschweiler, M., Neumann, M. (2012). Exploring debris-flow history and process dynamics using an integrative approach on a dolomitic cone in western Austria. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(9), 913-922. Doi: 10.1002/esp.3207
- Radtke, A., Toe, D., Berger, F., Zerbe, S., Bourrier, F. (2013). Managing coppice forests for rockfall protection: lessons from modeling. *Annals of Forest Science*, 71(4), 485-494. Doi: 10.1007/s13595-013-0339-z
- Rajaratnam, N., MacDougall, R.K. (1983). Erosion by plane wall jets with minimum tailwater. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109(7), 1061-1064. Doi: 10.1061/(asce)0733-9429(1983)109:7(1061)
- Rajaratnam, N., Chamani, M.R. (1995). Energy loss at drops. *Journal of Hydraulic Research*, 33(3), 373-384. Doi: 10.1080/00221689509498578
- Rammer, W., Brauner, M., Dorren, L.K.A., Berger, F., Lexer, M.J. (2010). Evaluation of a 3-D rockfall module within a forest patch model. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(4), 699-711. Doi: 10.5194/nhess-10-699-2010
- Raška, P., Oršulák, T. (2009). Biogeomorphic effects of trees on rock-mantled slopes: searching for dynamic equilibrium. *Geografický časopis*, 61, 19-28.
- Rawat, A. (2012). Evaluating protective function of forest against rock fall hazard: a case study of Himalayan temperate forest Uttarkashi, India. Enschede, University of Twente Faculty of Geo-Information and Earth Observation (ITC), 2012.
- Reid, D.E., Hickin E.J. (2008). Flow resistance in steep mountain streams. *Earth Surface Processes Landforms*, 33(14), 2211-2240. Doi: 10.1002/esp.1682
- Remaître, A., Malet, J.-P., Maquaire, O., Ancey, C., Locat, J. (2005). Flow behaviour and runout modelling of a complex debris flow in a clay-shale basin. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(4), 479-488. Doi: 10.1002/esp.1162
- Rickenmann, D. (1991). Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117(11), 1419-1439.
- Rickenmann, D. (1994). An alternative equation for the mean velocity in gravel-bed rivers and mountain torrents. In: Proceedings of the ASCE 1994 National Conference on Hydraulic Engineering, Buffalo, N. Y., USA edited by G. V. Cotroneo and R. R. Rumer, vol. 1, pp. 672-676, Reston, Va.
- Rickenmann, D., Koch, T. (1997). Comparison of debris flow modelling approaches. In: Chen, C.-L. (ed) Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction, and assessment. In: Proceedings of the first international conference. ASCE, New York, 576-585.
- Rickenmann, D. (1999). Empirical relationships for debris flows. *Natural Hazards*, 19(1), 47-77.
- Rickenmann, D., Weber, D. (2000). Flow resistance of natural and experimental debris-flows in torrent channels. Debris-Flows Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, edited by: Wieczorek, G.F., Naeser, N.D., Balkema, Rotterdam, 245-254.
- Rickenmann, D. (2005). Runout prediction methods. In: Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), Debris-flow Hazards and Related Phenomena. Springer, Berlin, pp. 305-324.
- Rickenmann, D., Laigle, D., Mc Ardell, B. W., Hübl, J. (2006). Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. *Computational Geosciences*, 10(2), 241-264. Doi: 10.1007/s10596-005-9021-3

- Rickenmann, D., Recking, A. (2011). Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field data set. *Water Resources Research*, 47, W07538. Doi: 10.1029/2010WR009793.
- Ritchie, A. (1963). Evaluation of rockfall and its control. Highway research record, 17, 13-28.
- Rixen, C., Haag, S., Kulakowski, D., Bebi, P. (2007). Natural avalanche disturbance shapes plant diversity and species composition in subalpine forest belt. *Journal of Vegetation Science*, 18(5), 735-742. Doi: 10.1111/j.1654-1103.2007.tb02588.x
- Roberson, J.A., Crowe, C.T. (1997). Engineering Fluid Mechanics. 6th ed., John Wiley, New York.
- Robinson, E.G., Mills, K., Paul, J., Dent, L., Skaugset, A. (1999). Oregon Department of Forestry Storm Impacts and landslides in 1996. Final Report: Forest Product technical report, (4).
- Roering, J.J., Kirchner, J.W., Dietrich, W. (1999). Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research*, 35(3), 853-870. Doi: 10.1029/1998wr900090
- Römkens, M.J., Helming, K., Prasad, S. (2002). Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *CATENA*, 46(2-3), 103-123. Doi: 10.1016/s0341-8162(01)00161-8
- Rouiller, J.D., Marro, C. (1997). Application de la méthodologie "MATTEROCK" à l'évaluation du danger lié aux falaises. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 393-399.
- Sakals, M.E., Innes, J.L., Wilford, D.J., Sidle, R.C., Grant, G.E. (2006). The role of forests in reducing hydrogeomorphic hazards. *Forest, Snow, and Landscape Research*, 80(1), 11-22.
- Saleh, A. (1993). Soil surface roughness measurement: chain method. *Journal of Soil Water Conservation*, 48, 527-529.
- Salm, B. (1982). Mechanical properties of snow. *Reviews of Geophysics*, 20(1), 1. Doi: 10.1029/rg020i001p00001
- Sankey, J.B., Glenn, N.F., Germino, M.J., Gironella, A.I.N., Thackray, G.D. (2010). Relationships of aeolian erosion and deposition with LiDAR-derived landscape surface roughness following wildfire. *Geomorphology*, 119(1-2), 135-145. Doi: 10.1016/j.geomorph.2010.03.013
- Savage, S.B., Jeffrey, D.J. (1981). The stress tensor in a granular flow at high shear rates. *Journal of Fluid Mechanics*, 110(1), 255. Doi: 10.1017/s0022112081000736
- Scheidl, C., Rickenmann, D. (2009). Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(2), 157-173. Doi: 10.1002/esp.1897
- Scheidl, C., Chiari, M., Kaitna, R., Müllegger, M., Krawtschuk, A., Zimmermann, T., Prose, D. (2012). Analysing Debris-Flow Impact Models, Based on a Small Scale Modelling Approach. *Surveys in Geophysics*, 34(1), 121-140. Doi: 10.1007/s10712-012-9199-6
- Scheidl, C., Rickenmann, D., McArdell, B.W. (2013). Landslide Science and Practice, chap. Runout Prediction of Debris Flows and Similar Mass Movements, pp. 221-229, Springer, Berlin.
- Schmidt, K.M., Roering, J.J., Stock, J.D., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Schaub, T. (2001). Root cohesion variability and shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. *Canadian Geotechnical Journal*, 38 (1), 995-1024.
- Schnorbus, M., Alila, Y. (2004). Generation of an hourly meteorological time series for an alpine basin in British Columbia for use in numerical hydrologic modelling. *Journal of Hydrometeorology*, 5(5), 862-882. Doi: 10.1175/1525-7541(2004)005<0862:GOAHMT>2.0.CO;2
- Schoklitsch, K. (1962). Untersuchungen an Schwermineralspektren und Kornverteilungen von quartären und jungtertiären Sedimenten des Oberpullendorfer Beckens (Landseer Bucht) im mittleren Burgenland. Springer in Komm.
- Schönenberger, W., Brang, P. (2001). Structure of mountain forests. *Forest Ecology and Management*, 145(1-2), 1-2. Doi: 10.1016/s0378-1127(00)00569-7
- Schwitzer, R. (1998). Zusammenfassung und Schlussfolgerungen, In: R. Schwitzer (Editor), Dokumentation der 14. Arbeitstagung der Schweizerischen Gebirgswaldpflegegruppe mit der FAN 1998, Grafenort/Engelberg, 1-5.
- Shannon, C.E., Weaver, W. (1949). The Mathematical Theory of Communication. University of Illinois Press, Urbana.
- Sidle, R.C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M., Shimizu, T. (2000). Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, 14(3), 369-385. Doi: 10.1002/(sici)1099-1085(20000228)14:3<369::aid-hyp943>3.3.co;2-g
- Sidle, R.C., Ziegler, A.D., Negishi, J.N., Nik, A.R., Siew, R., Turkelboom, F. (2006). Erosion processes in steep terrain -Truths, myths, and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. *Forest Ecology and Management*, 224(1-2), 199-225. Doi: 10.1016/j.foreco.2005.12.019
- Smart, G.M. (1999). Turbulent velocity profiles and boundary shear in gravel bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125, 106-116, Doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1999)125:2(106)
- Smart, G.M., Duncan, M.J., Walsh, J.M. (2002). Relatively Rough Flow Resistance Equations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(6), 568-578. Doi: 10.1061/(asce)0733-9429(2002)128:6(568)
- Smart, G.M., Aberle, J., Duncan, M.J., Walsh, J.M. (2004). Measurement and analysis of alluvial bed roughness. *Journal of Hydraulic Research*, 42(3), 227-237. Doi: 10.1080/00221686.2004.9728388
- Smith, M.W., Cox, N.J., Bracken, L.J. (2010). Terrestrial laser scanning soil surfaces: a field methodology to examine soil surface roughness and overland flow hydraulics. *Hydrological Processes*, 25(6), 842-860. Doi: 10.1002/hyp.7871
- Sodnik, J., Petje, U., Mikoš, M. (2009). Terrain topography and debris-flow modelling, *Geodetski vestnik*, 53, 305-318.
- Sodnik, J., Mikoš, M. (2010). Modeling of a debris flow from the Hrenovec torrential watershed above the village of Kropa. *Acta geographica Slovenica*, 50(1), 59-84.
- Sosio, R., Crosta, G.B., Frattini, P. (2007). Field observations, rheological testing and numerical modelling of a debris-flow event. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(2), 290-306. Doi: 10.1002/esp.1391
- Spang, R.M., Krauter E. (2001). Rock fall simulation-A state of the art tool for risk assessment and dimensioning of rockfall barriers. In: International Conference of Landslides, 607-615.

- Statham, I., Francis, S.C. (1986). Influence of scree accumulation and weathering on the development of steep mountain slopes. In: Abrahams, A.D. editor, Hillslope processes. Winchester: Allen and Unwin Inc., 245-267.
- Stoesser, T., Wilson, C.A.M.E., Bates, C., Dittrich, P. (2003). Application of a 3D numerical model to a river with vegetated floodplains. *Journal of Hydroinformatics*, 5, 99-112.
- Stoffel, M., Wehrli, A., Kühne, R., Dorren, L.K.A., Perret, S., Kienholz, H. (2006). Assessing the protective effect of mountain forests against rockfall using a 3D simulation model. *Forest Ecology and Management*, 225(1-3), 113-122. Doi: 10.1016/j.foreco.2005.12.030
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Vázquez-Selem, L., Franco-Ramos, O., Palacios, D. (2011). Dendrogeomorphic dating of rockfalls on low-latitude, high-elevation slopes: Rodadero, Iztaccíhuatl volcano, Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(9), 1209-1217. Doi: 10.1002/esp.2146
- Stow, D.A., Johansson, M. (2000). Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2), 145-174. Doi: 10.1016/S0264-8172(99)00051-3
- Straatsma, M.W., Baptist, M.J. (2008). Floodplain roughness parameterization using airborne laser scanning and spectral *Remote Sensing*. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 1062-1080. Doi: 10.1016/j.rse.2007.07.012
- Strahler, A.N. (1952). Dynamic basis of *Geomorphology*. *Geological Society of America Bulletin*, 63(9), 923-938.
- Sturzenegger, M., Stead, D. (2009). Quantifying discontinuity orientation and persistence on high mountain rock slopes and large landslides using terrestrial *Remote Sensing* techniques. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(2), 267-287. Doi: 10.5194/nhess-9-267-2009
- Swanson, F.J., Fredriksen, R.L., McCorison, F.M. (1982). Material transfer in a western Oregon forested watershed. In: Edmonds, R.L. (ed.), Analysis of coniferous forest ecosystems in the western United States. US/IBP Synthesis Series, 14. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, PA, pp. 233-266.
- Takahashi, T. (1978). Mechanical characteristics of debris flow. *Journal of the Hydraulics Division*, 104(8), 1153-1169.
- Takahashi, T. (1980). Debris flow in prismatic open channel. *Journal of Hydraulic Engineering* (ASCE): article non commercial use only, 381,396-106.
- Takahashi, T. (1991). Debris flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures. Taylor and Francis, Hoboken.
- Takahashi, T. (2000). Initiation and flow of various types of debris-flow. In: Proceedings of the 2nd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Taipei, Taiwan edited by: Wieczorek, G.F., Naeser, N.D., Balkema, Rotterdam, 15-25.
- Takeuchi, Y., Torita, H., Nishimura, K., Hirashima, H. (2011). Study of a large-scale dry slab avalanche and the extent of damage to a cedar forest in the Makunosawa valley, Myoko, Japan. *Annals of Glaciology*, 52(58), 119-128. Doi: 10.3189/172756411797252059
- Teich, M., Fischer, J.T., Feistl, T., Bebi, P., Christen, M., Grêt-Regamey, A. (2014). Computational snow avalanche simulation in forested terrain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(8), 2233-2248. Doi: 10.5194/nhess-14-2233-2014
- Terzaghi, K. (1956). Varieties of submarine slope failures. In: Proceedings of the 8th Texas Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Special Publication 29, Bureau of Engineering Research, University of Texas, Austin, September 14-15, p. 3.1-3.41.
- Tiberghien D., Laigle, D., Naaim, M., Thibert E., Ousset, F. (2007). Experimental investigations on interactions between mudflow and an obstacle. In: Debris flow hazards mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. In: Proceedings of the 4th international conference on Debris-flow hazard mitigation, September 2007, O'Briengdu, China. C.-L. Chen and J. J. Major (eds), Millpress Science Publishers, Rotterdam, Netherlands, pp. 281-292.
- Trunk, F.J., Dent, J.D., Lang, T.E. (1986). Computer modeling of large rock slides. *Journal of Geotechnical Engineering*, 112(3), 348-360. Doi: 10.1061/(asce)0733-9410(1986)112:3(348)
- Tsai, Y.-F. (2006). Three-Dimensional Topography of Debris-Flow Fan. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(3), 307-318. Doi: 10.1061/(asce)0733-9429(2006)132:3(307)
- Van Rijn, L.C. (1984). Sediment transport, part iii: bed forms and alluvial roughness. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(12), 1733-1754. Doi: 10.1061/(asce)0733-9429(1984)110:12(1733)
- Van Steijn, H., Coutard, J.-P., Filippo, H., Mandersloot, C. (1988). Simulation expérimentale de laves de ruissellement mouvement et sédimentation (Experimental study of debris flows). *Bagf*, 65(1), 33-40. Doi: 10.3406/bagf.1988.1414
- Van Stokkom, H.T.C., Smits, A.J.M., Leuven, R.S.E.W. (2005). Flood defense in the Netherlands a new era, a new approach. *Water International*, 30, 76-87.
- VanDine, D.F. (1996). Debris flow control structures for forest engineering. Working Paper 08/1996, Ministry of Forests Research Branch, Victoria, British Columbia.
- Varnes D.J. (1984). Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. UNESCO Press, Paris, pp. 63.
- Voellmy, A. (1955). On the destructive force of avalanches. SLF, Davos, Switzerland, pp. 190.
- Volkwein, A., Schellenberg, K., Labiouse, V., Agliardi, F., Berger, F., Bourrier, F., ..., and Jaboyedoff, M. (2011). Rockfall characterisation and structural protection-a review. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(9), 2617-2651. Doi: 10.5194/nhess-11-2617-2011
- von Guttenberg, A.R. (1915). Wachstum und Ertrag der Fische im Hochgebirge. Franz Deuticke, Vienna, pp. 153.
- Watson, D. F., Philip, G.M. (1985). A Refinement of Inverse Distance Weighted Interpolation. *Geoprocessing*, 2, 315-327.
- Weir, P.L. (2002). Handbook for management of snow- avalanche-prone forest terrain. Land Management Handbook. Ministry of Forests Research Branch, Victoria, British Columbia.
- Whittaker, J.G., Jaeggi, M.N. (1982). Origin of step-pool systems in mountain streams. *Journal of the Hydraulics Division*, 108, 758-773.

- Wiener, N. (1948). *Cybernetics, or control and communication in the animal and the machine*, The MIT Press, Cambridge, MA (1948), p. 194
- Wilcox, A.C., Nelson, J.M., Wohl, E.E. (2006). Flow resistance dynamics in step-pool channels: 2. Partitioning between grain, spill, and woody debris resistance. *Water Resources Research*, 42, W05418, Doi: 10.1029/2005WR004278.
- Wilcox, A.C., Wohl E.E. (2007). Field measurements of three-dimensional hydraulics in a step-pool channel. *Geomorphology*, 83(3-4), 215-231 Doi: 10.1016/j.geomorph.2006.02.017
- Wilcox, A.C., Wohl, E.E., Comiti, F., Mao, L. (2011). Hydraulics, morphology, and energy dissipation in an alpine step-pool channel, *Water Resources Research*, 47(7), W07514. Doi: 10.1029/2010WR010192
- Wilford, D.J., Innes, J.L., Sakals, M.E. (2005). Forest management on fans: hydrogeomorphic hazards and general prescriptions. Ministry of Forests Research Branch, *Forest Science Program*.
- Wilson, M., Bates, P., Alsdorf, D., Forsberg, B., Horritt, M., Melack, J., ..., Famiglietti, J. (2007). Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands. *Geophysical Research Letters*, 34(15). Doi: 10.1029/2007gl030156
- Winkler, R.D., Spittlehouse, D.L., Golding, D.L. (2005). Measured differences in snow accumulation and melt among clearcut, juvenile, and mature forests in southern British Columbia. *Hydrological Processes*, 19(1), 51-62. Doi: 10.1002/hyp.5757
- Woltjer, M., Rammer, W., Brauner, M., Seidl, R., Mohren, G. M. J., Lexer, M. J. (2008). Coupling a 3D patch model and a rockfall module to assess rockfall protection in mountain forests. *Journal of Environmental Management*, 87(3), 373-388. Doi: 10.1016/j.jenvman.2007.01.031
- Wu, Y.-H., Liu, K.-F., Chen, Y.-C. (2013). Comparison between FLO-2D and Debris-2D on the application of assessment of granular debris flow hazards with case study. *Journal of Mountain Science*, 10(2), 293-304. Doi: 10.1007/s11629-013-2511-1
- Wyrick, J.R., Pasternack, G.B. (2008). Modeling energy dissipation and hydraulic jump regime responses to channel nonuniformity at river steps. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003-2012), 113(F3). Doi: 10.1029/2007JF000873
- Yager E.M., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E. (2007). Calculating bed load transport in steep boulder bed channels. *Water Resources Research*, 43(7), n/a-n/a. Doi: 10.1029/2006wr005432
- Yajima, T., Nakamura, F., Shimizu, O., Shibuya, M. (1998). Forest recovery after disturbance by the 1926 mudflow at Mount Tokachi, Hokkaido, Japan. *Research Bulletin of Experimental Forestry*, Hokkaido University, 55(1), 216-228.
- Yamagishi, M., Mizuyama, T., Satofuka, Y., Mizuno, H. (2003). Behavior of big boulders in debris flow containing sand and gravel. In: Proceedings of the third international conference debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction and assessment, Rotterdam, Netherlands, Rickenmann, D., Chen, C.L. (eds.), Mills Press, 411-420.
- Yochum, S.E., Bledsoe, B.P., David, G.C.L., Wohl E.E. (2012). Velocity prediction in high-gradient channels. *Journal of Hydrology*, 424-425, 84-98. Doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.12.031
- Yochum, S.E., Bledsoe, B.P., Wohl E.E., David, G.C.L. (2014). Spatial characterization of roughness elements in high-gradient channels of the Fraser Experimental Forest, Colorado, USA. *Water Resources Research*, 50(7), 6015-6029. Doi: 10.1002/2014wr015587
- Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(1), 47-56.
- Zhang N., Matsushima, T., Yamada, Y. (2013). Review on depositional behaviour of viscous debris flow. In: Proceedings of the international conference on advances in civil, structural, and environmental engineering, ACSEE 2013, 57-66. Doi: 10.3850/978-981-07-7965-8_31.
- Zimmermann, A., Church, M. (2001). Channel morphology, gradient profiles and bed stresses during flood in a step-pool channel. *Geomorphology*, 40(3-4), 311-327. Doi: 10.1016/s0169-555x(01)00057-5
- Zimmermann, A. (2010). Flow resistance in steep streams: An experimental study. *Water Resources Research*, 46(9), n/a-n/a. Doi: 10.1029/2009wr007913
- Zinggeler, A. (1990). Steinschlagsimulation in Gebirgswäldern: Modellierung der relevanten Teilprozesse. Master of Science thesis, University of Bern, Bern, pp. 116.

RINGRAZIAMENTI

Giunta alla conclusione di questo lavoro, un sincero ringraziamento va a tutte le persone che, in momenti e in modi diversi, ne hanno permesso la realizzazione.

In particolare, vorrei ricordare:

la Facoltà di Agraria dell'Università degli Studi di Milano, in particolare nella persona del Professore Gian Battista Bischetti, per avermi messo a disposizione il reometro a piano inclinato per l'esecuzione delle prove di laboratorio dei debris flow;

la Ripartizione Opere Idrauliche della Provincia Autonoma di Bolzano, per avermi fornito il materiale necessario allo studio del caso del rio Senago;

il gruppo *Écosystèmes montagnards* dell'*Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture* di Grenoble, in particolare il Professor Frédéric Berger, per avermi accolta durante il periodo all'estero e dato la possibilità di utilizzare i dati dei test di caduta massi a scala reale;

Francesco Bettella, con il quale per tre anni ho condiviso l'ufficio, per la sua presenza costante, l'infinita disponibilità, l'aiuto e l'incoraggiamento che non mi ha mai negato;

Enrico Pozza e Gabriele Bertoldi, i dottorandi passati, e Roberta Pastorello e Chiara Perlotto, le dottorande attuali, indispensabili aiuti durante i rilievi di campo e simpatici colleghi nelle giornate di lavoro;

il mio Relatore, professore Vincenzo D'Agostino, il quale con pazienza mi ha sostenuta e guidata durante questi tre anni.

Infine, i ringraziamenti più importanti vanno ai miei genitori, sempre presenti, e a mia sorella Samanta, per la comprensione, il sostegno incondizionato e per aver sempre creduto in me.