

Granulometria, segregazione e frammentazione negli accumuli di valanghe di roccia

Giovanni Battista Crosta¹, Paolo Frattini², Nicoletta Fusi³, Rossana Sosio⁴

¹Dip. Scienze Geologiche e Geotecnologie, Università degli Studi di Milano Bicocca, giovannibattista.crosta@unimib.it

²Dip. Scienze Geologiche e Geotecnologie, Università degli Studi di Milano Bicocca, paolo.frattini@unimib.it

³Dip. Scienze Geologiche e Geotecnologie, Università degli Studi di Milano Bicocca, nicoletta.fusi@unimib.it

⁴Dip. Scienze Geologiche e Geotecnologie, Università degli Studi di Milano Bicocca, rosanna.sosio@unimib.it

Grain-size, segregation, and fragmentation in rock avalanche deposits

ABSTRACT: Much work has been done on characterization and modelling of rock avalanches. Field observations and laboratory tests can be used to characterize rock avalanche accumulations and to find possible controlling factors on their transport and emplacement mechanisms. We collected and analysed data from the accumulation of the 1987 Val Pola rock avalanche (Central Italian Alps). We compare these data with data in the literature concerning rock avalanching, rock fragmentation and comminution. We observed that the Weibull distribution can fit a small part of the entire particle size distribution, with a mean value of the curve shape factor equal to 0.537 ± 0.284 . This range is considered typical of multiple comminution, or fragmentation with considerable shearing and continued comminution. Nevertheless, we observe that Weibull and Rosin Rammler distributions do not allow to fit the entire curve and more frequently only the finer tail. The fractal approach allows a more complete fitting. We observed fractal dimension values ranging between 1.3 and 3.2 within the accumulation and with average values of about 2.6-2.7. These values are spread over the entire interval between the theoretical values for the more frequently adopted models to explain rock fragmentation and comminution. This suggests that both texturally immature and mature deposits form the main accumulation and that more than a single comminution process acted during the rock avalanche motion. The spatial description of the grain size distribution within the deposit and the segregation are examined. We finally computed, by different empirical laws, the required fragmentation energy.

Key terms: fragmentation, rock avalanche, fractal dimension, Weibull distribution, grainsize

Termini chiave: frammentazione, rock avalanche, dimensione frattale, distribuzione di Weibull, granulometria

Riassunto

Le valanghe di roccia sono oggetto di ricerca sia ai fini della valutazione della pericolosità idrogeologica sia per la comprensione dei meccanismi che le rendono così eccezionali. Le osservazioni sul terreno e le indagini di laboratorio consentono di caratterizzare gli accumuli delle valanghe di roccia e i fattori che ne controllano il trasporto e l'arresto. In questo lavoro sono presentati dati provenienti dalla frana della Val Pola (1987, Lombardia). La granulometria dei materiali e la geometria dei clasti sono state analizzate con tecniche tradizionali in laboratorio e in sito e con l'ausilio di tecniche d'analisi di immagine. I dati granulometrici analizzati sia con la distribuzione di Weibull che tramite relazioni di potenza, forniscono una descrizione della invarianza di scala dei depositi. I risultati dimostrano: la scarsa affidabilità di analisi locali o puntiformi alla scala del fenomeno, il difficile impiego di distribuzioni del tipo Weibull per la caratterizzazione dei materiali, l'invarianza di scala dei depositi e la variabilità del valore di dimensione frattale che li caratterizza. Ciò suggerisce la presenza di

depositi sia maturi che immaturi e l'azione di molteplici processi di disintegrazione durante il movimento. L'energia spesa nei processi di disintegrazione è valutata con diversi approcci.

1. Introduzione

Le valanghe di roccia e di detrito sono movimenti in massa tipici di aree montuose di tutto il mondo. Le loro caratteristiche più rilevanti sono la lunghezza percorsa dal materiale e l'estrema velocità di movimento, ossia una notevole mobilità suggerita anche dalla presenza di strutture di flusso preservate nei depositi. Quest'ultimo fattore ne condiziona la conoscenza diretta poiché raramente questi fenomeni possono essere osservati e registrati durante il movimento, e quindi ci si basa spesso su osservazioni di tipo sedimentologico. La definizione stessa di valanga di roccia è spesso abbastanza vaga e può variare in base alle condizioni locali (assenza di confinamento laterale, canalizzazione, orientazione del versante rispetto al fondovalle), alla tipologia di materiale coinvolto (litologia,

grado di fatturazione, alterazione) e all'evoluzione del movimento lungo il percorso (deposizione, erosione di materiale con diverse caratteristiche e grado di saturazione). L'eccezionale energia di tali fenomeni è legata al volume considerevole di materiale coinvolto e alla "altezza di caduta". In letteratura, il volume minimo per una valanga di roccia è di $0.5 - 1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Hutchinson, 1988; Davies et al., 1999; Hungr et al., 2001; Erisman and Abele, 2001) e corrisponde al valore sotto al quale è difficile osservare strutture di flusso ed elevata mobilità. Le velocità di movimento, valutate tramite testimonianze dirette, registrazioni sismiche, o analisi a ritroso, possono raggiungere valori estremamente elevati da 27 m s^{-1} a 100 m s^{-1} (Hewitt, 1999, McSaveney, 2002; Crosta et al., 2003, 2004).

I materiali coinvolti nelle valanghe di roccia sono caratterizzati da un basso contenuto d'acqua rispetto al volume totale e l'accumulo è spesso formato da un ammasso incoerente di granulometria molto variabile. Le caratteristiche sedimentologiche più frequentemente descritte negli accumuli sono: superficie bloccosa con assenza di frazioni fini, elevato grado di disgregazione dei materiali, irregolare o rozza gradazione inversa, basso grado di selezione (da limi a megaclasti). Tali caratteri permettono di descrivere questi materiali come diamicton o diamictiti o breccie e megabreccie, megaclasti fino a dimensioni decametriche, con orientazione sia trasversale che parallela al movimento e talora embricati, presenza di blocchi fortemente fratturati ma senza separazione/disaggregazione dei frammenti, ed eventuale percolamento di frazioni fini entro le fratture. I depositi possono presentare supporto di matrice o supporto di clasti anche con elevato grado di incastro e impaccamento, e possono includere depositi alluvionali, anche in forma di dicchi subverticali, tubi di deflusso (Tubi di Pavoni) o degassamento, blocchi e clasti con rare incisioni superficiali e impronte di impatto e fratture concoidi, bandatura o stratificazione che rispetta grossomodo quella della sequenza "stratigrafica" della zona sorgente, bordi esterni ripidi con forma generale lobata e talora digitazioni.

I meccanismi che agiscono durante la messa in posto di un deposito di valanga di roccia e la frammentazione dell'ammasso roccioso sono comunque scarsamente compresi (Davies et al., 1999; Davies and McSaveney, 2002) e vengono solo descritti in alcuni punti dell'accumulo e su affioramenti talora di estensione limitata, se non addirittura limitatamente alla superficie dell'accumulo stesso.

Nonostante tali difficoltà e le scarse informazioni disponibili, esistono numerosi modelli che tentano di spiegare le caratteristiche di tali fenomeni (Heim, 1932; Shreve, 1968; Habib, 1976; Hsu, 1975; Melosh, 1979;

Eisbacher and Clague, 1984; Sassa, 1988; Erismann and Abele, 2001; Davies and McSaveney, 2002) e in genere dei flussi granulari (Savage and Hutter, 1989; Iverson and Vallance, 2001). Solo recentemente, l'ambito di ricerca si è esteso alla valutazione dell'energia necessaria alla frammentazione del materiale (Locat et al., 2003; McSaveney, 2002; Dunning, 2005).

In questo articolo si presentano alcuni risultati ottenuti dallo studio dell'accumulo della frana della Val Pola (Lombardia) e si valutano le caratteristiche fisiche dei materiali ai fini del possibile riconoscimento dei processi che portano alla frammentazione e disgregazione degli ammassi rocciosi. Viene inoltre presentata una valutazione di massima della quantità di energia necessaria per tali processi.

2. La frana della Val Pola

Nel luglio 1987 le Alpi sono state interessate da un evento meteorologico di notevole rilevanza. Più di 600 mm di pioggia furono registrati tra il 15 ed il 22 luglio in aree con una precipitazione media annua pari a circa 1200 mm. Le precipitazioni del 18 - 19 luglio causarono esondazioni, frane di crollo, instabilità delle coltri detritiche e colate detritiche. In coincidenza di tale evento furono registrate una serie di instabilità in corrispondenza della Val Pola (affluente di destra dell'Adda appena a S di Bormio) e di una grande frana posta alla sua destra idrografica. Una serie di colate detritiche sbarrò il fondovalle dell'Adda causando la formazione di un invaso di circa 50,000 m³ con profondità compresa tra 1 e 5 m. Tra il 25 ed il 28 luglio si osservò lo sviluppo progressivo di una grande frattura fino ad una lunghezza di circa 900 m e l'intensificarsi di fenomeni di crollo e di venute d'acqua in corrispondenza del piede dell'accumulo di frana antico. Il 28 luglio una massa di circa 50 Mm³ (Crosta et al., 2004) di gneiss, gabbro e diorite si staccò dal versante (Govi, 1989; Costa, 1991; Crosta, 1991; Crosta et al., 2003, 2004) percorse l'intero pendio sottostante e si mosse rapidamente lungo il fondovalle sia verso valle, per circa 1 km, che verso monte, per circa 1.5 km, risalendo per circa 300 metri di dislivello il versante opposto (Fig. 1a). L'accumulo prodotto dalla frana era esteso circa 2.4 km² con uno spessore massimo di circa 90 m (Fig. 1a). La frana distrusse tre piccoli centri abitati e causò la morte di 27 persone. La durata totale dell'evento fu di circa 70-120 secondi in base alle registrazioni sismiche disponibili. Le velocità massime stimate variano tra i 76 m s⁻¹ e i 108 m s⁻¹, sulla base di semplici conversioni dell'energia potenziale e dei risultati di modellazioni numeriche (Costa, 1991; Crosta, 1991; Erismann and Abele, 2001; Calveti et al., 2000; Crosta et al., 2003, 2004, 2005).

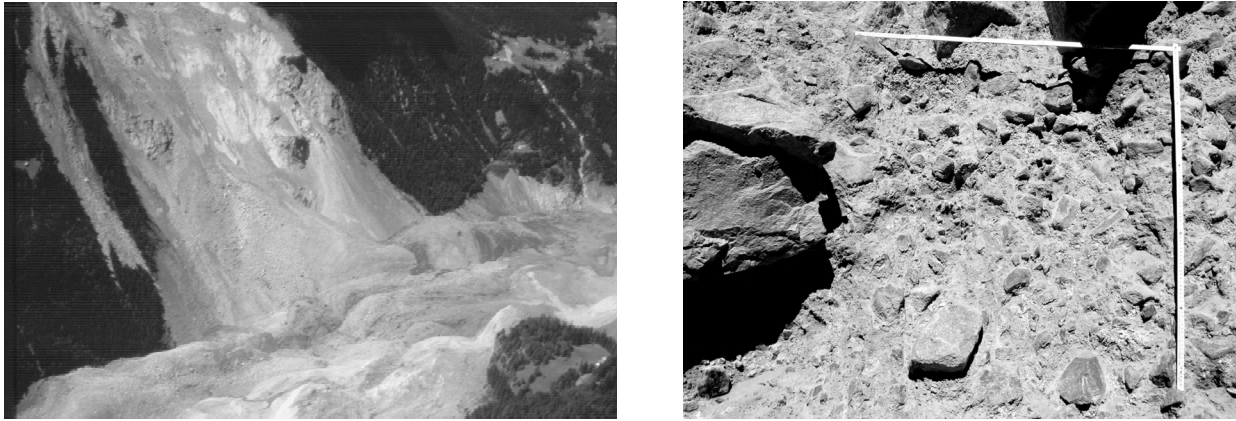


Fig. 1 – a) vista del settore centrale dell’accumulo della frana della Val Pola; b) particolare di una sezione dell’accumulo (scala 1 m)
 a) the central sector of the accumulation of the Val Pola rock avalanche; b) vertical cut, about 1 m high, of the unsorted angular partially clast supported deposit

3. Caratteristiche dell’accumulo

La descrizione dell’accumulo di frana è stata compiuta in diversi siti e tramite diverse tecniche di acquisizione dati. Il deposito consiste prevalentemente di ghiaie, da fini a grossolane, poco o per nulla selezionate, e ciottoli con blocchi e sabbia. La tessitura è sia a supporto di matrice che di clasti, con condizioni di incastro da deboli a elevate e frequenti contatti tra clasti. Blocchi di grandi dimensioni, fino a megablocchi erano presenti alla superficie e al piede del pendio nonché all’interno della nicchia di distacco e spesso in numero e dimensione crescenti in corrispondenza delle creste trasversali e parallele al decorso della valle. Al contrario non si evidenziano variazioni particolari nelle porzioni profonde dell’accumulo al passaggio laterale da zone con creste a zone con avvallamenti. Blocchi, ciottoli e ghiaie sono prevalentemente da angolari a subangolari, con forma da subsferica a oblata discoidale, senza dipendenza dalla dimensione degli elementi stessi. La gradazione inversa non è risultata evidente, se si eccettua per il settore più superficiale che costituisce un carapace rispetto a resto dell’accumulo. Una debole “stratificazione” è evidenziata da livelli più ricchi in blocchi, e con giacitura corrispondente a quella topografica locale. Tali blocchi presentano localmente una disposizione a mosaico con fratture chiuse o talora con riempimento in materiale sabbioso fine.

Queste osservazioni sono state effettuate a seguito del fenomeno e sono in vari casi verificabili tuttora in corrispondenza di grandi affioramenti subverticali che tagliano parte dell’accumulo non rimaneggiato a seguito dei lavori di regimazione idraulica e di difesa realizzati dopo l’evento.

Ai fini della caratterizzazione fisica dei depositi, sono stati analizzati i dati raccolti durante diverse fasi di indagine. A seguito dell’evento 61 campioni, con massa da 6 kg fino a ca. 20 ton, sono stati prelevati alla superficie

dell’accumulo. Tali analisi e i rilievi di campagna e da fotointerpretazione hanno consentito la produzione di una carta dei depositi (Fig. 2) su base granulometrica e morfologica.

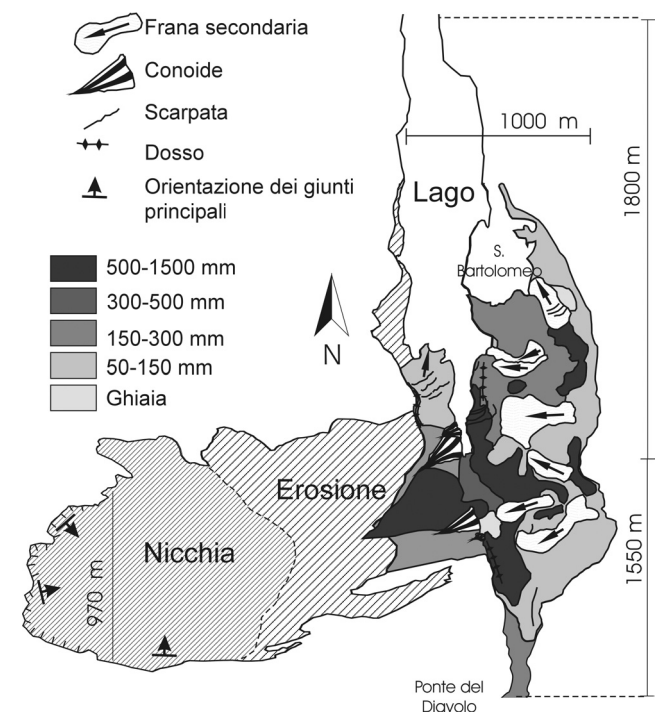


Fig. 2 – Schema geomorfologico dell’area interessata dalla frana della Val Pola. L’accumulo è suddiviso in base alle dimensioni dei frammenti osservabili alla superficie dello stesso
 Geomorphological sketch of the Val Pola area. The accumulation is subdivided according to the grain size characteristics of the surface

L’esecuzione di 21 sondaggi eseguiti entro l’accumulo di frana subito dopo l’evento ha reso disponibili 109

campioni da diverse profondità, fino a circa 70 m. Altri 4 campioni sono stati raccolti in corrispondenza della nicchia di distacco e 8 in corrispondenza delle incisioni torrentizie alla base del pendio. Infine, tecniche fotoanalitiche sono state impiegate su 21 diversi affioramenti, di dimensioni da metriche a decametriche, ubicati sia entro la nicchia di distacco che nell'accumulo ai piedi del versante.

Le figure 3 a e b mostrano le curve granulometriche dei campioni analizzati distinguendo la: a) posizione rispetto al versante su cui è avvenuto il distacco (direttamente alla base dello stesso o nel lobo di valle), b) distanza dal piede del

versante, c) disposizione entro il settore di accumulo (prossimità, posizione mediana o distale), d) profondità di campionamento, normalizzata rispetto allo spessore locale dell'accumulo sulla stessa verticale. Nelle figure è riportato anche il campo (linee spesse) occupato dalle curve granulometriche dei campioni prelevati direttamente in nicchia. In genere si osserva che queste ultime sono più selezionate rispetto a quelle dell'accumulo mentre la percentuale di fini aumenta con la profondità e parzialmente con la distanza anche se non con evidente continuità.

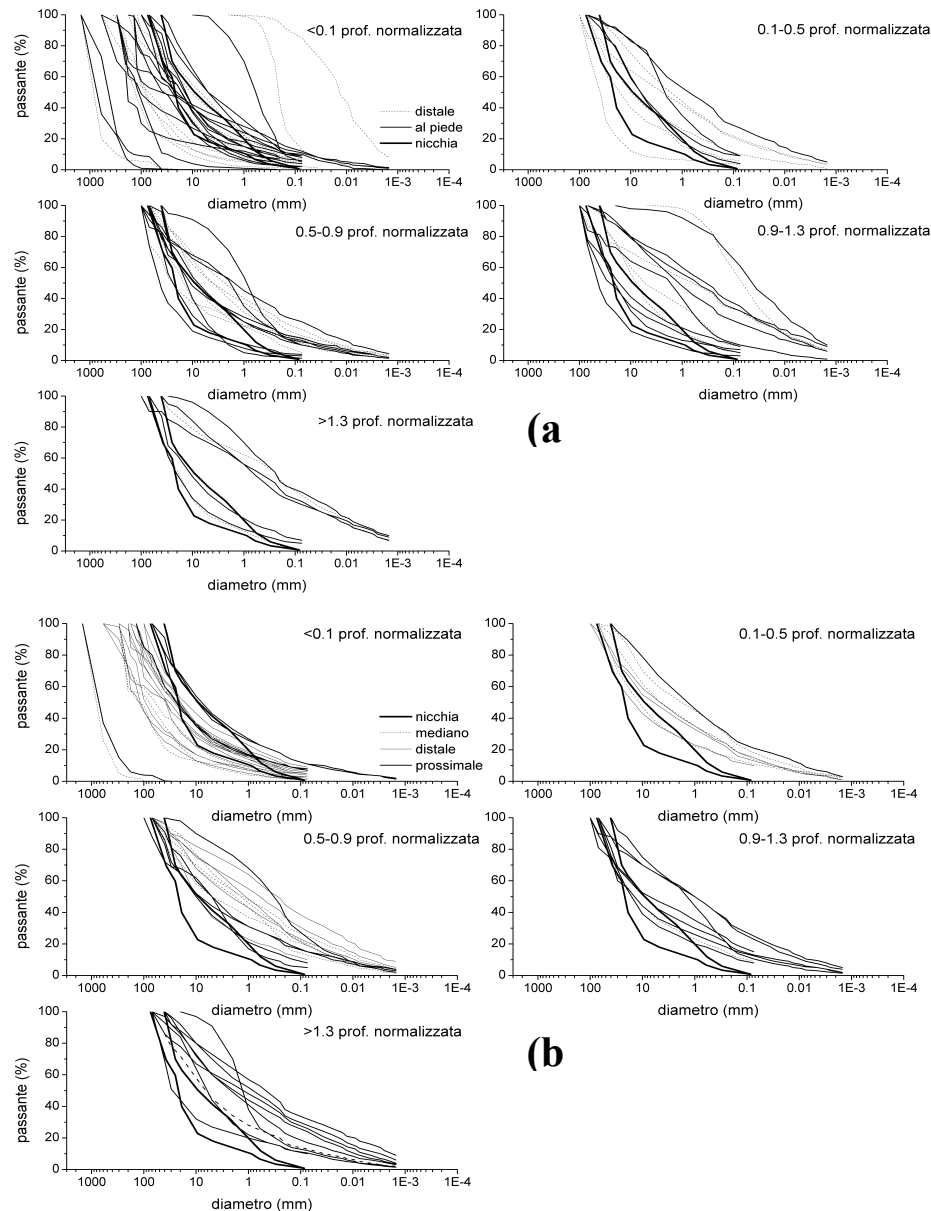


Fig. 3 - Curve granulometriche per i materiali di frana, differenziate in base al settore di provenienza dei campioni: a - dal settore di fronte alla zona di distacco, b - dal lobo di valle dell'accumulo, e alla profondità e distanza all'interno di uno stesso settore. Le linee spesse rappresentano il fuso granulometrico per i materiali provenienti dalla zona di nicchia

Grain size curves subdivided by provenance (central or downstream part of the deposit), depth and position within each sector. Thick lines represent the grain size field for material from the source area.

4. Analisi di immagini digitali

Date le caratteristiche dei materiali e le condizioni degli stessi in affioramento non è risultato vantaggioso utilizzare dei programmi di analisi di immagine automatizzata per ricavare direttamente le caratteristiche dei depositi dalle immagini digitali (3.2 Mpixels). Ai fini dell'analisi si è quindi proceduto al tracciamento manuale dei contorni degli elementi a partire da stampe in grande formato (0.42 m * 0.32 m) di immagini corrette per la geometria di ripresa. La digitalizzazione successiva ha consentito di caratterizzare i frammenti così mappati. In particolare sono state misurate: la lunghezza degli assi minimi e massimi, l'area, l'inclinazione dell'asse massimo rispetto all'orizzontale, le coordinate del baricentro e una serie di altri parametri geometrici. Ai fini della ricostruzione di una distribuzione granulometrica in termini di peso degli elementi, la terza dimensione è stata determinata tramite il metodo del cerchio di area equivalente (Maerz et al., 1987) da cui il diametro equivalente pari a: $(4 * \text{area} / \pi)^{0.5}$ e quindi il volume di un frammento supposto sferico dal prodotto dell'area del frammento per il diametro equivalente.

L'estensione degli affioramenti è risultata compresa tra 0.4 m² e 932 m². Una serie di analisi è stata condotta a livello di sottoaree all'interno delle immagini ai fini di isolare le caratteristiche proprie di diversi settori dell'accumulo.

L'area totale occupata dai frammenti così mappati varia sensibilmente (dal 23 % al 77%) in funzione della posizione all'interno dell'accumulo. In genere si è osservato un incremento dell'area occupata dai frammenti spostandosi da aree in profondità a sezioni del carapace per finire in corrispondenza della superficie del carapace. Tale effetto è legato chiaramente ad una "selezione" granulometrica, alla già citata variazione della percentuale di matrice, e ad un'azione di censoring propria delle tecniche adottate che non riescono a mappare elementi di dimensioni estremamente piccole.

5. Frammentazione

La distribuzione granulometrica che deriva da fenomeni di disintegrazione, frammentazione e macinazione è influenzata da diversi fattori quali: le caratteristiche litologiche (composizione, tipologia, forma dei cristalli), le proprietà fisico-meccaniche, il livello e la storia di carico, la velocità e la modalità di applicazione del carico. La distribuzione granulometrica risulta quindi rilevante per la comprensione dei meccanismi agenti durante il trasporto e la messa in posto degli stessi.

Alcuni approcci statistici sono stati proposti in letteratura per analizzare la distribuzione di frequenza della dimensione dei frammenti per materiali frammentati naturalmente o artificialmente. La distribuzione di Weibull (1951), $M(<r)/M_0 = 1 - \exp(-(r/r_0)^Y)$ con $M(<r)$ la massa dei frammenti con dimensione inferiore ad r , M_0 la massa totale dei frammenti, e r_0 una dimensione caratteristica, è

comunemente impiegata per descrivere la probabilità di rottura di particelle solide ed è sostanzialmente equivalente alla distribuzione di Rosin-Rammler (1933). La caratteristica di tali distribuzioni consiste nel fatto che il parametro r_0 rappresenta una dimensione tipica del materiale. Ne deriva che tali distribuzioni non sono invarianti con la scala o lo divengono solo per la porzione della curva relativa ai termini fini. L'esponente v rappresenta invece la forma della curva ed è stato correlato in letteratura alle modalità di frammentazione (Grady and Kipp, 1987)

Tra i modelli teorici presentati in letteratura per la frammentazione e macinazione dei materiali si ricordano quelli detti *constrained* e *unconstrained*, ossia influenzati, oppure no, dalla distribuzione delle particelle all'intorno di quelle che possono essere frammentate. I modelli *unconstrained* sono quelli in cui si assume che ciascuna particella si comporti in modo indipendente da quelle circostanti. L'opposto vale per i modelli *constrained* in cui la disposizione spaziale delle particelle ne influenza la probabilità di rottura. Tale serie di modelli si rifà alla dipendenza della resistenza a trazione di una particella dal numero di contatti con le altre particelle circostanti. Se si assume che il numero di contatti determini la probabilità di rottura di una particella allora le particelle più fini saranno le più esposte a rottura e quindi queste continueranno a frammentarsi risultando in una distribuzione frattale della dimensione delle particelle.

6. Descrizione frattale

La dimensione frattale, D , può essere calcolata per diverse metriche dei frammenti (dimensione lineare, areale, volume, massa) a partire da un diagramma bilogarithmico del numero di elementi con dimensione maggiore ad un determinato valore. Per le misure lineari, la pendenza della retta di regressione su tale diagramma corrisponde all'esponente di una relazione di potenza che rappresenta direttamente la dimensione frattale. Nel caso di altri tipi di misura la dimensione frattale è calcolata in funzione del valore dello stesso esponente. Turcotte (1992) ha indicato la possibilità di ricavare il valore di D a partire dal coefficiente di forma di Weibull ottenuto fittando la coda fine della distribuzione granulometrica in peso. In genere, si osserva un incremento della dimensione frattale con la percentuale di frazione fine, nonché con il livello di sforzo ed energia, il numero di sollecitazioni o cicli di carico. È stato per esempio osservato che brecce cataclastiche presentano valori compresi tra 2.1 e 2.9 (Billi and Storti, 2004) mentre modelli teorici sulla loro formazione prevedono valori pari a 2.58 (Sammis et al., 1987). Hooke e Iverson (1995) riportano valori di 2.9 per dei till glaciali e 2.8 per debris flow, mentre Dunning (2005) indica un valore medio di 2.44 per alcune valanghe di roccia.

In questo studio abbiamo adottato l'approccio di calcolo proposto da Hooke e Iverson (1995) per ottenere il numero

di particelle, assunte sferiche, che costituiscono un particolare intervallo granulometrico del materiale in esame. Tale numero è pari a:

$$N(d_1, d_2) = \frac{6(4 - D)W}{\pi\rho(1 - D)} \frac{d_2^{(1-D)} - d_1^{(1-D)}}{d_2^{(4-D)} - d_1^{(4-D)}}$$

ove $N(d_1, d_2)$ è il numero di particelle appartenenti all'intervallo d_1 e d_2 ; D , è la dimensione frattale; W , il peso di trattenuto al setaccio (d_1) e posto pari a $N(d_1, d_2)\pi\rho d^3/6$, con ρ , il peso specifico dei grani e d la granulometria media entro uno specifico intervallo. Il calcolo avviene in modo iterativo assumendo un valore iniziale di D , fino a

convergenza.

La figura 4 evidenzia la distribuzione dei valori di D entro l'accumulo a diversi intervalli di profondità. La dimensione frattale varia prevalentemente tra 2.5 e 2.9 con alcune eccezioni relative alla zona più superficiale caratterizzata dalla presenza del carapace. Un andamento abbastanza simile è mostrato dai diametri caratteristici (D_{10} , D_{50} , D_{60}), con elevata dispersione in superficie e con valori decrescenti in modo irregolare con la profondità. I campioni prelevati in corrispondenza della nicchia presentano valori di dimensione frattale compresi tra 2.4 e 2.6.

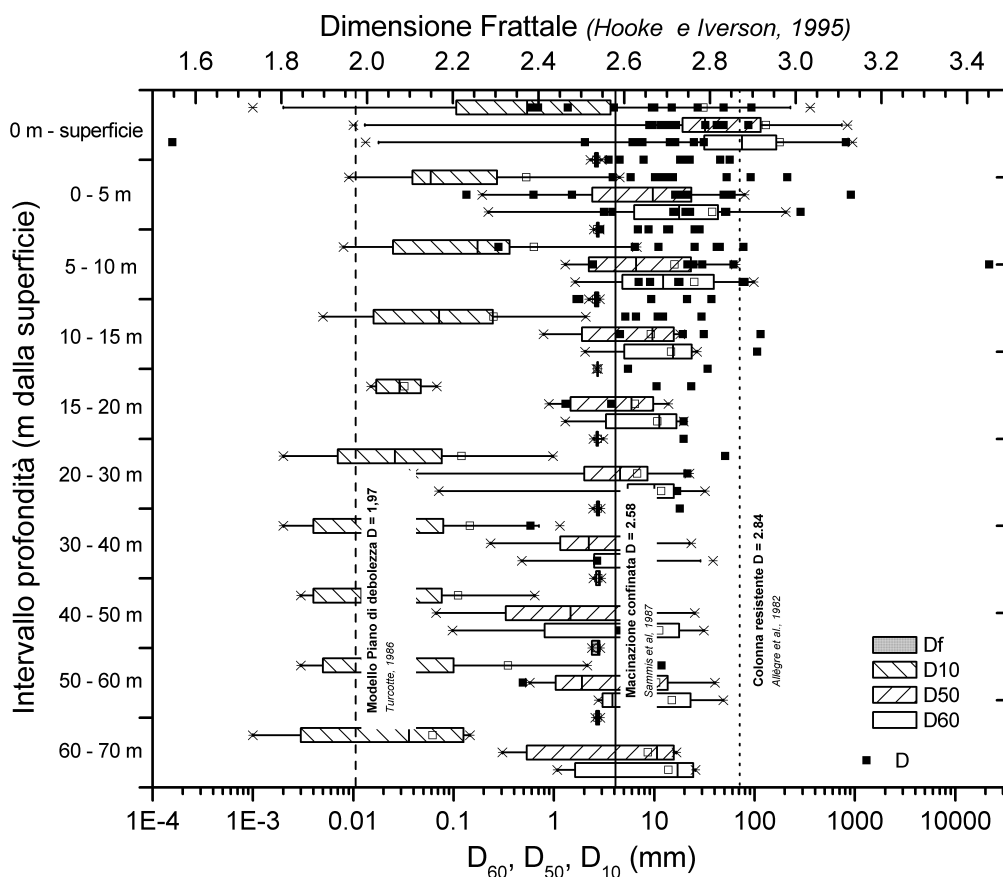


Fig. 4 – Variazione delle dimensioni caratteristiche (D_{10} , D_{50} e D_{60}) e della dimensione frattale dei campioni con la profondità dalla superficie dell'accumulo.

Box and whiskers plot showing the distribution of the characteristic diameters (D_{10} , D_{50} e D_{60}) and of the fractal dimension D , with depth within the accumulation

I valori di dimensione frattale, ottenuti ricostruendo le curve granulometriche in peso a partire dalle immagini digitali, sono in genere caratterizzati da valori inferiori a quelli ottenuti dalle prove di laboratorio. In particolare, abbiamo ottenuto valori compresi tra 1.38 e 2.53 per l'accumulo (media 2.17), tra 1.31 e 2.22 per il carapace (media 1.88), e tra 1.55 e 2.85 per la nicchia (media 2.08). Va peraltro precisato che a causa del *censoring* insito nella

tecnica di misura le curve frequenza – area e frequenza – volume presentano evidenti picchi di inversione e di conseguenza l'interpolazione per il calcolo dell'esponente e della dimensione frattale può essere condotto con diverse relazioni (per esempio, distribuzione *double* pareto).

La dimensione frattale tende quindi a crescere con la profondità e risulta essere superiore nei depositi posti al di sotto dell'accumulo. Il valore di D cresce inoltre con la

distanza dal piede del pendio e ciò è suggerito già dall'aumento nel contenuto di frazione fine osservato nelle curve granulometriche di figura 3. In genere si osserva un forte incremento di D in poche centinaia di metri dal piede del pendio per raggiungere poi un valore compreso tra 2.6 e 2.8 che si mantiene circa costante per gran parte dell'accumulo. Unica eccezione rilevante è rappresentata dai valori di D in prossimità della superficie dell'accumulo ove si risente delle caratteristiche del carapace e di variazioni granulometriche locali come quelle osservate in corrispondenza di creste e avvallamenti trasversali paralleli al fondo valle.

Infine, la disponibilità delle immagini digitali dei diversi affioramenti ha consentito l'osservazione di gran parte dello spessore locale dell'accumulo e l'analisi della distribuzione dei frammenti lungo la verticale e nella direzione di movimento.

In genere non si è osservata una evidente diminuzione progressiva dei frammenti più grossolani con la profondità, mentre sono stati riconosciuti livelli a diverse caratteristiche che sfumano tra loro. Tutto ciò suggerisce come la gradazione inversa sia una caratteristica locale e spesso associata solo al settore prossimo alla superficie dell'accumulo.

6. Discussione

Le caratteristiche del materiale (grado di fratturazione iniziale, proprietà fisico meccaniche), la velocità e il livello di carico controllano direttamente i processi di frammentazione dinamica. Le osservazioni sedimentologiche entro gli accumuli di valanghe di roccia suggeriscono che una disgregazione e una frammentazione, continue e progressive, hanno luogo lungo l'intera durata del movimento. Tale osservazione inficia alcune delle assunzioni comunemente fatte ai fini della modellazione numerica e fisica di tali fenomeni. Tra tali assunzioni si ricordano l'omogeneità dei materiali e l'invariabilità delle proprietà fisico-meccaniche con il tempo e quindi con la lunghezza percorsa. Ne deriva che l'assunzione di modelli di comportamento che prevedano il decadimento delle proprietà meccaniche con lo spostamento accumulato siano i più adatti alla modellazione dei fenomeni di propagazione e che, in caso contrario, si debba fare riferimento a valori intermedi di tali proprietà.

Data la variabilità delle caratteristiche dell'accumulo, la nostra ricerca dimostra che la caratterizzazione di tali materiali non può basarsi su descrizioni della superficie dell'accumulo e tanto meno su quella di singole sezioni. Questo aspetto diviene ancora più rilevante qualora si intenda verificare la stabilità dell'accumulo, per esempio nel caso di formazione di invasi a monte, sia per rottura globale che per sifonamento o piping.

I dati raccolti dimostrano inoltre che, all'interno della nicchia di distacco, sono presenti grandi quantità di detrito con granulometria e dimensione frattale simili a quelle

dell'accumulo. Tale osservazione dimostra che rilevanti processi di disgregazione e frammentazione avvengono già nei primi istanti del movimento e che l'aumento in frazioni fini si realizza poi progressivamente durante la fase di propagazione. Tale aumento in fini è dimostrato dalle curve granulometriche per campioni prelevati a distanza crescente dal piede del pendio di provenienza della frana. Una distanza maggiore implica una durata maggiore dei processi di macinazione e frammentazione e quindi una crescita progressiva della dimensione frattale. Tuttavia, le osservazioni in sito dimostrano come il tasso di aumento delle frazioni fini decresca con il tempo e il percorso effettuato dal materiale, sebbene possa essere controllato localmente da erosione di materiale alluvionale, presenza di acqua e grado di confinamento laterale. Tale comportamento si rispecchia nelle differenze granulometriche tra i depositi di talus, generati per lo più da rapidi e brevi fenomeni di crollo, e quelli osservati per valanghe di roccia e detrito.

I valori di dimensione frattale che abbiamo calcolato a partire dalle distribuzioni granulometriche variano tra 1.3 e 3.2 con un valore medio di 2.7 e sono in genere superiori ai valori determinati da analisi di immagine a causa delle ragioni già ricordate. Di conseguenza abbiamo ottenuto valori sia sotto che sopra i limiti individuati in letteratura tramite diversi modelli teorici di frammentazione (macinazione confinata, 2.58; piano di debolezza: 1.97; colonna resistente: 2.84). Ciò dimostra che i depositi sono sia maturi che immaturi dal punto di vista della tessitura e che quindi diversi meccanismi di frammentazione hanno agito durante la messa in posto e che non tutti i frammenti sono caratterizzati da una pari probabilità di rottura. Si ricorda, inoltre, che processi di trasporto selettivo e segregazione possono controllare la distribuzione granulometrica entro l'accumulo.

Tali valori di dimensione frattale risultano essere abbastanza concordanti con quelli presentati da Dunning (2005) per la frana di Flims. La figura 5 riporta a tale riguardo le curve granulometriche per una serie di frane a elevato espandimento in diversi materiali e con diverse caratteristiche (litologia, ambiente, volume totale, grado di confinamento, contenuto d'acqua). Per tale dataset i valori della dimensione D variano tra circa 1.9 e 3.5. In particolare i dati variano nei seguenti intervalli: tra 1.9 e 2.95 per Flims (Dunning, 2005), tra 2.65 e 2.72 per Campo di Giove (Bianchi Fasani, 2002), tra 2.62 e 2.89 per discariche di carbone (Hung et al., 2002), tra 3 e 3.5 per Mt St Helens (Glicken, 1996), tra 2.71 e 3.2 (Crosta et al., 2005) e tra 2.75 e 2.87 (Evans e Bent, 2004) per Las Colinas, tra 2.70 e 2.76 per North Long John rock avalanche (Blair, 1999), tra 2.65 e 2.86 per il Thurwieser, mentre un solo valore pari a 2.73 è disponibile per la rock avalanche del Mt Cook (McSaveney, 2002).

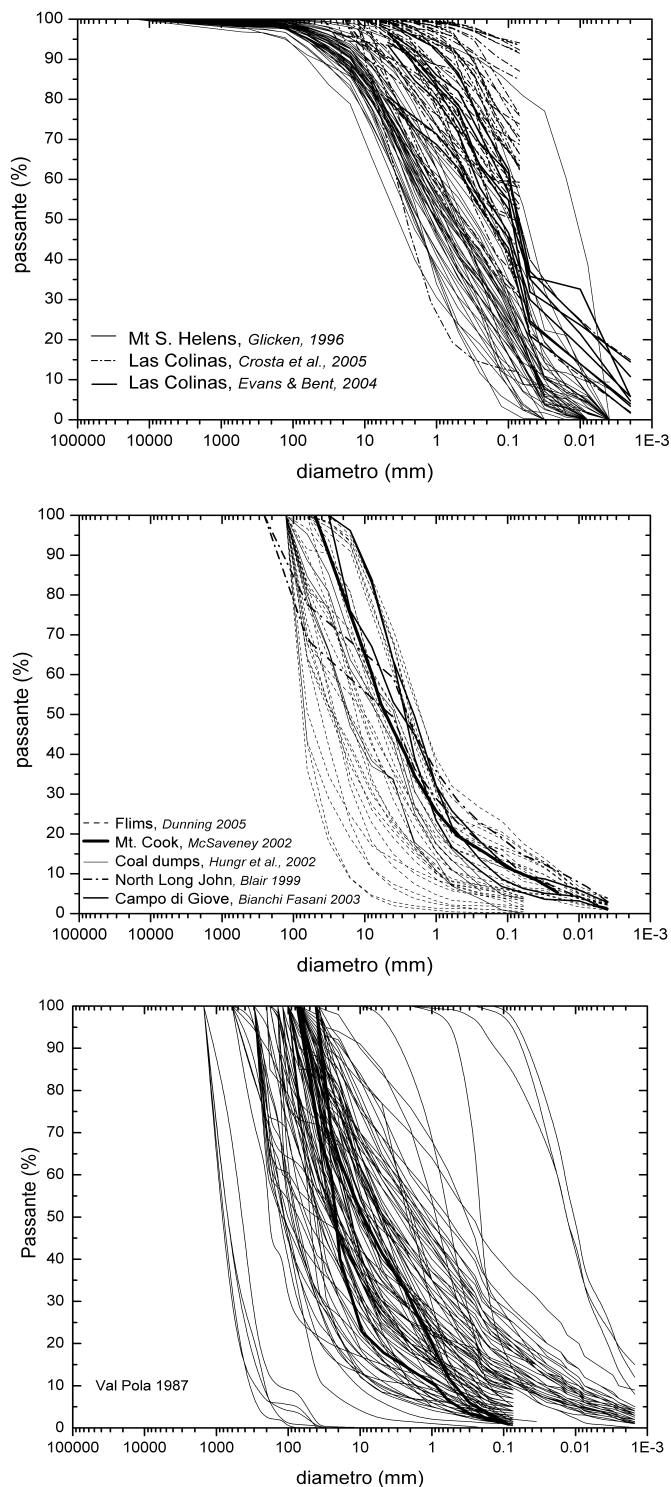


Fig. 5 – Curve granulometriche per diverse valanghe di roccia e detrito da letteratura e curve granulometriche per la Val Pola. Per la Val Pola le linee spesse rappresentano la distribuzione dei fusi granulometrici per i campioni provenienti dalla nicchia di distacco
Comparison of the grain size curves for different rock and debris avalanche deposits, with respect to those for the Val Pola rock avalanche

Va inoltre osservato che la dimensione frattale del carapace (1.88) ha un valore medio inferiore a quello del materiale in nicchia (2.08); ciò potrebbe essere spiegato, oltre che con l'azione dei processi di segregazione, anche con la scarsa frammentazione subita dai blocchi e quindi con la somiglianza tra blocchi del carapace e blocchi formanti l'ammasso roccioso in posto.

Dal punto di vista delle distribuzioni statistiche utilizzabili per l'interpolazione dei dati granulometrici, si è osservata una scarsa capacità delle distribuzioni di Weibull (1951) e Rosin Rammler (1933) a interpolare l'intera distribuzione granulometrica, contrariamente a quanto avviene invece per le relazioni di potenza.

Tuttavia per una serie di campioni caratterizzati dalla presenza di una frazione fine si sono ottenuti dei risultati buoni anche tramite relazione di Weibull (Fig. 6a) con valori dei coefficienti di forma (0.537 ± 0.284) della curva che suggeriscono meccanismi di macinazione e frammentazione multipla e continuata, con rilevante componente di taglio. L'analisi dei dati non ha comunque evidenziato una relazione diretta tra applicabilità della distribuzione di Weibull e posizione (in termini di distanza e profondità) del campione (Fig. 6b).

Per quanto riguarda l'energia di frammentazione si sono calcolati dei valori pari al 5-12% dell'energia potenziale totale della frana pari a $1.148 \cdot 10^{15}$ j assumendo una altezza di caduta del baricentro della frana di 900 m ed un volume totale di $50 \cdot 10^6$ m³. Tali valori di energia sono in buon accordo con quelli presentati da Locat et al. (2003). Questa energia di frammentazione deve quindi essere sottratta all'energia potenziale iniziale va quindi a ridurre la mobilità della valanga di roccia. Riguardo il bilancio energetico bisogna comunque ricordare che il materiale in frana si riduce notevolmente di dimensione media fin dall'inizio del movimento, come suggerito dalle curve granulometriche del materiale prelevato in nicchia, e che tale riduzione richiede una quantità di energia relativamente ridotta rispetto a quella richiesta per la frammentazione a dimensioni medie dell'ordine del millimetro. Peraltro, nel deposito finale si può stimare che solo il 30-50% circa è costituito da matrice fine sabbioso ghiaiosa come dimostrato dalle analisi di immagine e dalle curve granulometriche.

7. Ringraziamenti

Gli autori ringraziano la Regione Lombardia – Ufficio Rischi Geologici, e la società ISMES per la disponibilità dei dati. La ricerca è stata finanziata in parte dal progetto FIRB RBAU014LRS e dal progetto PRIN “Frane catastrofiche: studio dei cinematismi e delle dinamiche dei versanti mediante l'uso di modelli analogici e numerici per la valutazione del rischio”.

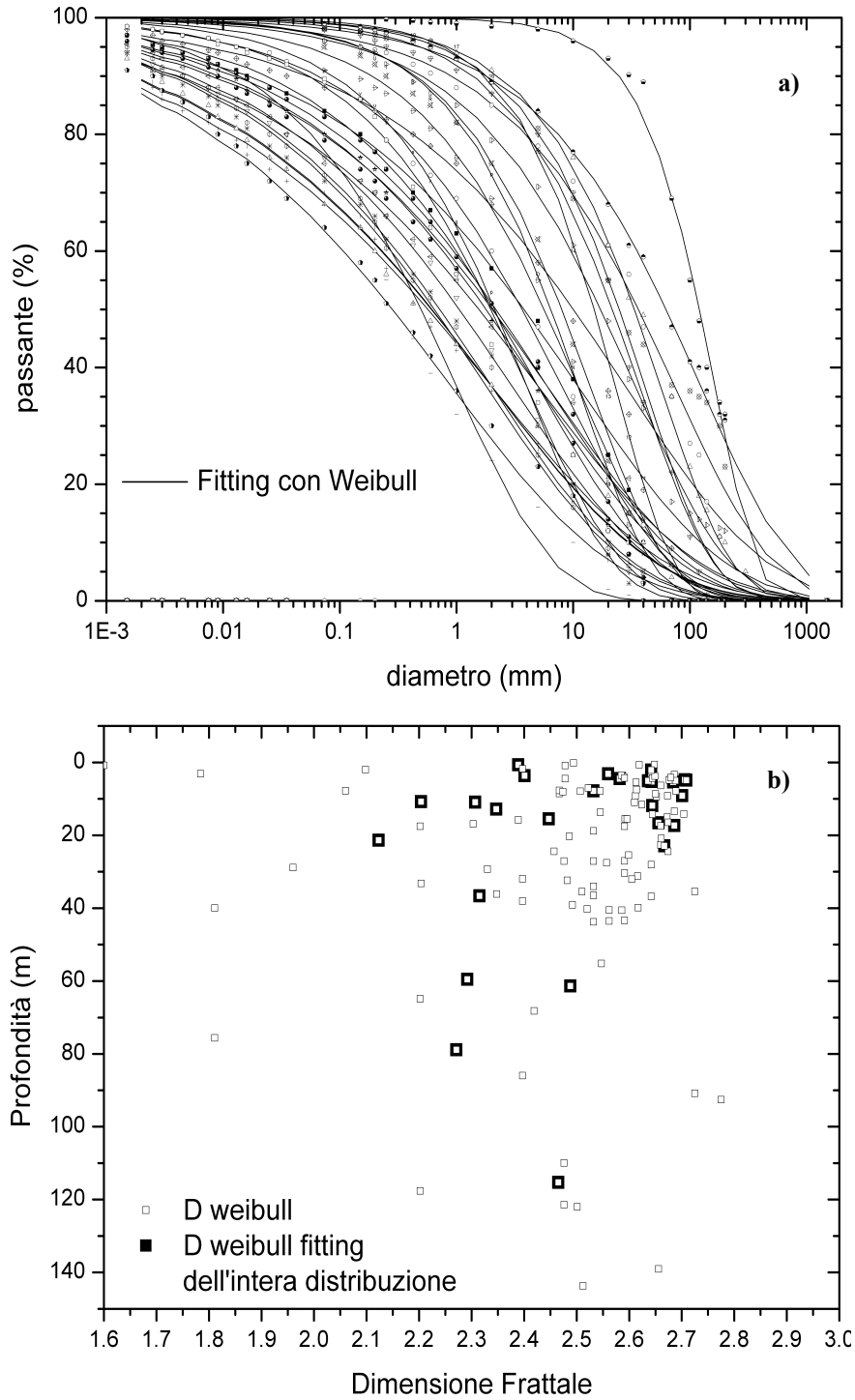


Fig. 6 – a) Curve granulometriche, rappresentate per punti, e loro interpolazione tramite la relazione di Weibull. Sono rappresentati solo i campioni per cui è stato possibile ottenere una buona interpolazione per gran parte della curva granulometrica. b) Dimensione frattale, ottenuta a partire dal coefficiente di forma di Weibull, diagrammata rispetto alla profondità del campione
 a) Grain size curves plotted using dots and their fitting by the Weibull relationship. Only those curves for which we obtained a good fitting are plotted. b) Plot of the fractal dimension obtained from Weibull shape coefficient vs depth. Sample with good fitting are in evidence

Bibliografia

- Allegre, C.J., Le Mouel, J.L., Provost, A. (1982) Scaling rules in rock fracture and possible implications for earthquake prediction. *Nature*, 297, 47-49.
- Bianchi Fasani, G. (2002) Grandi frane in roccia: fenomenologia ed evidenze di terreno. Tesi di dottorato, XVI ciclo, Univ. Studi di Roma "La Sapienza", 192 pp.
- Billi, A., Storti, F. (2004) Fractal distribution of particle size in carbonate cataclastic rocks from the core of a regional strike-slip fault zone. *Tectonophysics* 384,115-128
- Blair, T.C. (1999) Form, facies, and depositional history of the North Long John rock avalanche, Owens Valley, California. *Can. J. Earth Sci.*, 36, 855-870
- Calvetti F., Crosta G. and Tatarella M. (2000) Numerical simulation of dry granular flows: from the reproduction of small-scale experiments to the prediction of rock avalanches. *Rivista Italiana di Geotecnica*, A.G.I., 21, 2/2000, 21-38.
- Costa, J.E., 1991. Nature, mechanics, and mitigation of the Val Pola landslide, Valtellina, Italy, 1987-1988. *Zeitschrift für Geomorphologie* 35, 15-38.
- Crosta G. (1991) Studio di movimenti in massa. Modellazione teorica e sperimentale con rilievi di campagna. Tesi dottorato, Dip. Scienze della Terra, Univ. degli Studi di Milano, Ottobre 1991, 137 pp.
- Crosta G.B., Imposimato S., Roddeman D.G. (2003) Numerical modelling of large landslides stability and runout. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. vol. 3, 6, 523-538.
- Crosta, G.B., Chen, H., Lee, C.F. (2005) Replay of the 1987 Val Pola Landslide, Italian Alps. *Geomorphology*, 60, 1-2, 127-146
- Crosta G.B., Imposimato S., Roddeman D.G. (2005) Continuum numerical modelling of flow-like landslides. In Evans S.G., Scarascia Mugnozza G., Strom A.L., Hermanns R.L. (eds.). *Massive rock slope failure: new models for hazard assessment*. NATO Science Series, Kluwer, Dodrecht
- Crosta, G.B., Frattini, P., Fusi, N., Sosio, R. (2005) Formation, characterization and modelling of a rockslide dam: the Val Pola case study (Italy). In Evans S.G., Scarascia Mugnozza G., Strom A.L., Hermanns R.L. (eds.). *Security of natural and artificial rockslide dams, extended abstracts*, NATO Advanced Research, Workshop, Bishkek, Kyrgyzstan, June 8-13, 2004, NATO Science Series, Kluwer, Dodrecht
- Crosta, G.B. Imposimato, S. Roddeman, D. Chiesa, S. Moia, F. (2005) Small fast-moving flow-like landslides in volcanic deposits: The 2001 Las Colinas Landslide (El Salvador). *Engineering Geology*, 79 3-4, 185-214
- Davies T.R., McSaveney M.J., Hodgson K.A. (1999). A fragmentation-spreading model for long- runout rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, 36 1096-1110
- Davies, T.R., McSaveney, M.J. (2002). Dynamic simulation of the motion of fragmenting rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 39, No. 4, pp.789-798.
- Dunning, S.A. (2005). The grain-size distribution of rock avalanche dams. In: Abdrakhmatov, K., Evans, S.G., Hermanns, R., Scarascia Mugnozza, G. and Strom, A.L. (Eds.) *Security of natural and artificial rockslide dams, extended abstracts*, NATO Advanced Research, Workshop, Bishkek, Kyrgyzstan, June 8-13, 2004, NATO Science Series, Kluwer, Dodrecht pp. 38-43.
- Eisbacher G. H. and Clague J. J. (1984). Destructive mass movements in high mountains: hazard and management. *Geological Survey of Canada*, Paper 84-16, pp.230.
- Erismann, T.H., Abele, G., (2001) *Dynamics of Rockslides and Rockfalls*. Springer-Verlag, Berlin, p. 316.
- Evans, S.G., Bent, A.L., 2004. The Las Colinas landslide, Santa Tecla: a highly destructive flowslide triggered by the January 13, 2001, El Salvador earthquake. In: Rose, W.L., Bommer, J.J., Lopez, D.L., Carr, M.J., Major, J.J. (Eds.), *Natural Hazards in El Salvador*. Special Paper, vol. 375. Geological Society of America, Boulder, Co, pp. 25-38.
- Govi, M., 1989. The 1987 landslide on Mount Zandila in the Valtellina, Northern Italy. *Landslide News* 3, 1-3.
- Grady, D.E., Kipp, M.E. (1987) Dynamic rock fragmentation. In Atkinson B.K. (ed.), *Fracture mechanics of rocks*, Academic Press, 429-475
- Habib, P. (1976) Production of gaseous pore pressure during rock slides. *Rock Mechanics*, 7, 193-197.
- Heim, A. (1932). *Landslides and human lives*. Translated by Skermer, N. (1989), Bi Tech Publishing Ltd, Vancouver.
- Hewitt, K. (1999). Quaternary Moraines vs Catastrophic Rock Avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. *Quaternary Research* 51, pp. 220-237.
- Hooke, R.L. and Iverson, N.R. (1995) Grain-size distribution in deforming subglacial tills: role of grain fracture. *Geology*, Vol. 23, No.1 pp. 57-60.
- Hsü, K.J., (1975). Catastrophic Debris Streams (Sturzstroms) Generated by Rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 86, pp. 129-140.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., and Hutchinson, J.N. (2001) Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7, 3, 221-238.
- Hungr, O., Dawson, R.F., Kent, A., Campbell, D., Morgenstern, N.R. (2002) Rapid flow slides of coal mine waste in British Columbia, Canada. In: Evans, S.G. and DeGraff, J.V. (Eds.) *Catastrophic landslides: Effects, occurrence and mechanisms*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, Vol. XV, pp. 191-208.
- Hutchinson, J.N. (1988) General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In *Landslides*, Bonnard C. ed., Balkema, Rotterdam, 1, 3-35
- Iverson, R.M. and Vallance, J.W. (2001) New views of granular mass flows. *Geology*, 29, 2, 115-118.
- Locat, P., Couture, R., Locat, J., Leuroueil, S. (2003) Assessment of the fragmentation energy in rock avalanches. 3rd Canadian Conference on Geotechnique and Natural Hazards. Sheraton Hotel. Edmonton, Alberta, Canada. June 9 and 10, 2003, 301-308
- Maerz, N. H., Franklin, J. A., Ruthenburg, L., Coursen, D. L. (1987): Measurement of rock fragmentation by digital photoanalysis. 6th International Congress. On Rock Mechanics, Montreal, Canada 1, 687-692.
- McSaveney, M.J. (2002). Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand. In: Evans, S.G. and DeGraff, J.V. (Eds.) *Catastrophic landslides: Effects, occurrence and mechanisms*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, Vol. XV, pp. 35-70.
- McSaveney, M.J. and Davies, T.R. (2002). Dynamic simulation of the motion of fragmenting rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 39, No. 4, pp. 789-798.
- Melosh, H.J. (1979) The physics of very large landslides. *Acta Mech.*, 64, 89-99.
- Rosin, P., Rammler, E. (1933) Laws governing the fineness of powdered coal. *J. Inst. Fuel*, 7, 89-105
- Sammis, C.G., King, G., Biegel R. (1987) The kinematics of gouge deformation. *Pure Appl. Geophys.*, 125, 777-812
- Sassa, K. (1988). Geotechnical model for the motion of landslides. *Proceedings 5th International Symposium on Landslides*, pp. 37-55.
- Savage, S. B. & Hutter, K. (1989) The motion of a finite mass of granular material down a rough incline. *J. Fluid Mech.* 199, 177-215.
- Shreve RL (1968) *The Blackhawk Landslide*. Geological Society of America Special Paper 108, Boulder, Colorado.
- Turcotte D.L. (1992) *Fractals and Chaos in geology and geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge
- Weibull, W. (1951). A statistical distribution function of wide applicability. *Journal of Applied Mechanics*, Vol. 18, No. 293, pp. 837-843.