

Matter of Opinion

Sul controverso ruolo del terremoto nell'innescare della valanga di Rigopiano

Nicola M. Pugno^{1,2,*}

In questo articolo Nicola Pugno, autorità nel campo della meccanica della frattura, attenendosi ai fatti deduce che (1) non vi è alcuna evidenza di un ruolo del terremoto nell'innescare della valanga, (2) il ruolo del terremoto nell'innescare della valanga è altamente improbabile, (3) benché non possa essere provato né escluso, (4) questi terremoti sono equivalenti solo a pochi centimetri di neve fresca, e (5) anche supponendo che sia stato il terremoto a innescarla, la valanga si sarebbe probabilmente verificata quello stesso giorno anche in assenza di terremoti.

Il 18 gennaio 2017 una valanga distrusse un impianto turistico a Rigopiano (Italia), uccidendo 29 persone e ferendone 11. Oggi, a distanza di 5 anni, rimane aperta la fondamentale questione del possibile ruolo nell'innescare della valanga dei numerosi terremoti registrati in quello stesso giorno (oltre 30 minuti prima del distacco della valanga) in quella regione del centro Italia.

La scienza ha sviluppato una comprensione profonda dei materiali che la compongono servendosi della conoscenza della chimica, fisica e meccanica per prevedere, per esempio, il cedimento dei materiali. La scienza ha anche acquisito una profonda comprensione dei fenomeni naturali su vasta scala, inclusi terremoti, uragani e tsunami, solo per citare alcuni esempi di fenomeni distruttivi. Tuttavia, la piena comprensione di tali fenomeni è un compito complesso a causa delle incertezze ad essi connesse, comuni a quasi tutti questi periodici eventi distruttivi. La drammatica valanga di Rigopiano, verificatasi 5 anni fa, (Figura 1A) non fa eccezione. Possiamo cercare risposte nella nostra conoscenza della meccanica dei materiali?

La meccanica della frattura fu fondata da Griffith 100 anni fa, nel 1921, per prevedere la propagazione di cricche e il relativo sforzo di frattura o la resistenza di materiali reali, e pertanto difettosi. Sulla base di questa, abbiamo sviluppato una teoria della meccanica della frattura in grado di unificare e generalizzare tutti i principali modelli precedenti di frattura di valanga (così come il cedimento di

seracchi/cornici di neve e altre importanti cause di valanghe), come discusso da Pugno.¹ Tale teoria considera un difetto o cricca (punto più debole) di lunghezza $2a$ sull'interfaccia di scorrimento (più debole) e una lastra di neve superiore di altezza verticale H e quindi spessore $h = H \cos \theta$ su un pendio con inclinazione θ , come mostrato nella Figura 1B. Il distacco di una valanga/la propagazione di una cricca avviene quando il cosiddetto tasso di rilascio di energia (l'opposto della variazione dell'energia potenziale totale, cioè l'energia elastica meno il lavoro svolto dalla forza esterna rispetto alla superficie della cricca) uguaglia l'energia di frattura (per unità di superficie) dell'interfaccia. In termini di sollecitazione, ciò equivale alla propagazione della cricca che si verifica quando lo sforzo di taglio applicato τ_N uguaglia la resistenza totale della neve τ_R , la somma della resistenza alla coesione/adeseione (o in generale un termine residuale costante) τ_a , la resistenza di attrito (determinata da f , il coefficiente di attrito sull'interfaccia di scorrimento) τ_f , e la resistenza alla frattura (determinata da G_C , l'energia di frattura dell'interfaccia di modo II) τ_F —ovvero, la frattura ha luogo quando $\tau_N = \tau_R = \tau_a + \tau_f + \tau_F$. Le espressioni per questi diversi termini sono fornite da Pugno¹ e riportate in Figura 1B, in cui abbiamo anche aggiunto i termini di accelerazione sismica (vedasi sotto) e ipotizzato come trascurabile l'avanzamento discreto della cricca,¹ come nei modelli classici di frattura continua. Queste espressioni emergono da un banale equilibrio di forze e da un non banale bilancio di energia.¹

In Piacentini et al.,² si indaga analiticamente l'innescare della valanga, assumendo sostanzialmente una versione semplificata del modello precedente, considerando una resistenza a taglio costante τ_R , cioè formalmente nel nostro contesto con $f = G_C$, $= 0$ e $\tau_R = \tau_a = \text{costante}$. Basandosi sulla letteratura precedente, questi autori² hanno anche studiato il ruolo di un terremoto aggiungendo la componente parallela al pendio dell'accelerazione sismica locale al suolo $A_{II}(t)$ alla corrispondente componente dell'accelerazione di gravità $g \sin \theta$ su τ_N , e quindi sostituendo l'accelerazione in funzione del tempo con l'accelerazione sismica locale massima al suolo A_{II} (ridimensionando in modo cautelativo il valore misurato per tenere conto dei picchi di accelerazione locale), ovvero $\tau_N = \rho h (g \sin \theta + A_{II})$ (Figura 1B), dove si presume cautelativamente che il segno sia positivo (ovvero che l'accelerazione sismica aumenti la componente gravitazionale). Tale approccio è utilizzato in Piacentini et al.² per analizzare i 5 terremoti più vicini nello spazio e nel tempo alla valanga di Rigopiano (la loro Tabella 5), anche se questi non coincisero con il distacco della valanga (fissato in Piacentini et al.² alle 16:48 ora italiana, stimato alle 16:41:59 ora italiana, con impatto sull'hotel Rigopiano alle 16:43:20

¹Laboratory for Bioinspired, Bionic, Nano, Meta, Materials & Mechanics, Dipartimento di Ingegneria Civile, Ambientale e Meccanica, Università di Trento, Via Mesiano 77, 38123 Trento, Italia

²School of Engineering and Materials Science, Queen Mary University of London, Mile End Road, London E1 4NS, UK

*Contatto: nicola.pugno@unitn.it

<https://doi.org/10.1016/j.matt.2021.12.016>

SB Traduzioni Srl

Via Lago di Lugano, 15 - 36015 Schio (VI) - Italy

Tel. 39.0445.57.65.84 - Fax 39.0445.57.76.31

C.F./P. IVA IT064093220244

info@sbtraduzioni.com - www.sbtraduzioni.com

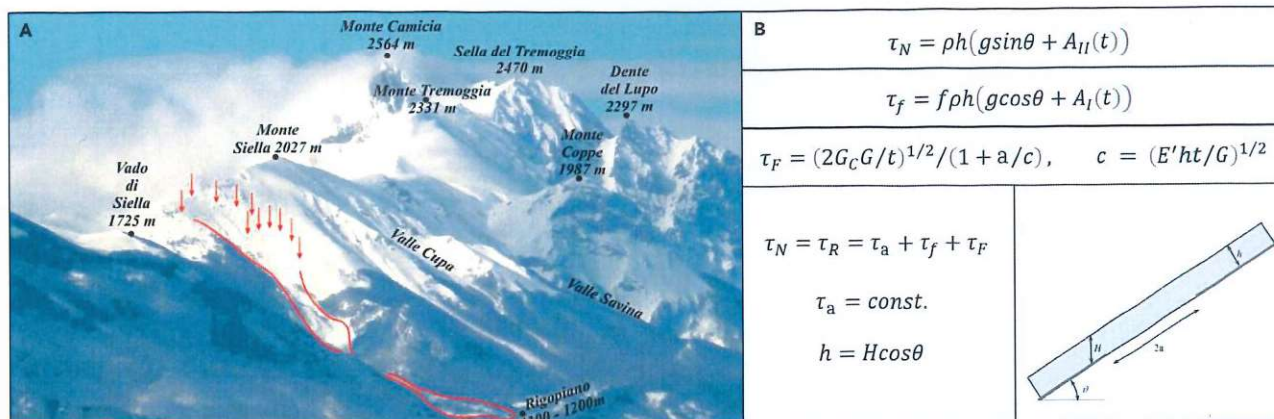


Figura 1. Zona di distacco della valanga di Rigopiano a circa 1800 m di quota (a sinistra) e modello di meccanica della frattura (a destra)

(A) Zona di distacco della valanga di Rigopiano (fotografia da <https://www.rete8.it/cronaca/67890hotel-rigopiano-confermato-era-in-zona-valanga/>).

(B) Modello geometrico della valanga ed espressioni per lo sforzo di taglio applicato, forze di resistenza al taglio e la condizione finale per la propagazione della cricca/l'innescò della valanga. ρ è la densità (media) della neve della lastra di neve superiore (rispetto all'interfaccia più debole/di scorrimento); g è l'accelerazione di gravità; E e ν sono rispettivamente il modulo di Young della neve e il coefficiente di Poisson di questa lastra, $E' = E/(1 - \nu^2)$; f è il coefficiente di attrito sull'interfaccia di scorrimento; e G_C è l'energia di frattura di modo II (per unità di superficie) dell'interfaccia di scorrimento di spessore t e il modulo elastico di taglio G ($2a$ è la lunghezza della cricca; H è l'altezza verticale della lastra di neve sull'interfaccia di scorrimento; e $h = H \cos \theta$ è il suo spessore, su un pendio con inclinazione θ). $A_{II}(t)$ o $A_I(t)$ sono le componenti locali -parallele o perpendicolari al pendio- dell'accelerazione sismica al suolo, da considerare solo in presenza di un terremoto concomitante (le proprietà del materiale potrebbero cambiare significativamente nel tempo, ad esempio G_C con velocità di deformazione, temperatura e vento, che influenzano anche le proprietà della neve e gli accumuli, e di conseguenza H).

in Braun et al.³). Ciò sostanzialmente implica assumere che i terremoti siano stati "concomitanti" al distacco della valanga, ottenendo come risultati le previsioni riportate nella loro tabella "Calcolo dell'indice di stabilità per i principali terremoti del 18 gennaio 2017."² (Nota 1: Nella loro tabella,² la seconda colonna riporta ρgh in kg/m^2 , suggerendo che in realtà sia ρh ad essere riportato in questa colonna; tuttavia, questi valori sono 10 volte inferiori a quelli reali. La stessa unità fisica errata è riportata nella colonna 5. Tuttavia, l'ultima colonna e quindi le conclusioni non ne risultano condizionati. Non commentiamo le simulazioni riportate in Piacentini et al.² sulla base di numerose ipotesi.) L'indice di stabilità in Piacentini et al.² è di conseguenza definito come $S = \tau_R/\tau_N = \tau_R/(\rho h(g \sin \theta + A_{II}))$, e la valanga si distacca quando S diviene uguale o inferiore a 1. In Piacentini et al.² si giunge alla seguente conclusione: "Da questa analisi abbiamo stabilito, con ragionevole certezza, che a causa delle scosse sismiche, un'altezza della neve maggiore di ~1,3 m sul piano di scorrimento potrebbe aver innescato il distacco della valanga (valori in rosso nella Tabella 5). Ciò corrisponde a quanto avvenuto nella valle di Rigopiano, fatta eccezione per l'innescò ritardato."

causa Puzrin et al.⁴ (una nuova teoria con l'ingrediente chiave di una dipendenza dello sforzo di taglio dalla velocità di deformazione di tipo indurente-ammorbidente) per giustificare l'innescò ritardato. Si noti che l'ultimo di questi terremoti, il più vicino nel tempo (che secondo Piacentini et al.² si sarebbe verificato 32 minuti prima della valanga e con una magnitudo $M = 4,3$, come ipotizzeremo qui, sebbene questo dato non sia essenziale), è l'unico trattato in Puzrin et al. (considerato come verificatosi circa 40 minuti prima della valanga e con $M = 4,6$).⁴

Le accelerazioni sismiche locali massime al suolo A_{II} e per un terremoto concomitante $A_{II}(t) = A_{II}$ e $A_I(t) = -A_I$ potrebbero essere prese in considerazione nelle relative valutazioni delle sollecitazioni (in modo molto cautelativo, poiché stiamo considerando i valori massimi delle due componenti di accelerazione locali come simultanei, oltre ad aumentare il carico applicato e diminuire la resistenza di attrito).

In primo luogo, osserviamo che, secondo questo approccio di Piacentini et al.,² anche il più piccolo terremoto o persino una minima vibrazione potrebbero essere

identificate come causa dell'innescò di valanghe: è sufficiente ipotizzare che lo spessore h della lastra di neve sull'interfaccia più debole sia sufficientemente vicino al suo valore critico per la propagazione della cricca h_C che emergerebbe in assenza del terremoto. Nelle formule, secondo Piacentini et al.,² ciò accade per $S = 1$ e quindi:

$$h = h_C / (1 + A_{II}/(g \sin \theta)) \quad (\text{Equazione 1})$$

Di conseguenza, l'affermazione "ciò corrisponde a quanto avvenuto nella valle di Rigopiano, fatta eccezione per l'innescò ritardato", in Piacentini et al.² non è supportata dai dati.

In secondo luogo, in linea di principio l'effetto di un terremoto potrebbe essere posticipato nel tempo da un meccanismo naturale di propagazione stabile della cricca, aumentando la lunghezza della cricca a senza propagare la valanga ma riducendo la resistenza alla frattura (τ_F). Questa possibilità è altamente improbabile per il distacco della valanga, poiché la propagazione della cricca prevista è instabile (τ_F si riduce aumentando la lunghezza della cricca a ; vedasi la rispettiva espressione Figura 1B). (Nota 2: Questa situazione è simile a

un taglio in un foglio di carta di cui tiriamo i bordi con le mani: non siamo in grado di propagare lo strappo in modo stabile e quindi fermarlo prima che il foglio sia completamente strappato in due pezzi, cosa che in effetti è teoricamente impossibile. Si noti che anche la forza di attrito in linea di principio si riduce dopo la propagazione dello strappo, poiché il coefficiente di attrito statico è maggiore di quello dinamico). Una propagazione stabile della cricca dovrebbe chiamare in causa altri meccanismi molto improbabili, come regioni eterogenee che stabilizzino debolmente la propagazione instabile della cricca in modo II di taglio, di cui non abbiamo prove nella valanga di Rigopiano.

Ciò sarebbe meno improbabile per una lunghezza della cricca $a \ll c$, cioè se τ_F fosse quasi costante (vedasi la definizione di lunghezza caratteristica c nella Figura 1B).

Terzo, si noti che la teoria proposta in Puzrin et al.⁴ prende le mosse dal forte presupposto che un terremoto generi una cricca iniziale di lunghezza $a_0 > a_g = c/k$, dove k è un prefattore numerico (dell'ordine di $\tan\theta/f - 1$) ma inferiore al valore critico per la propagazione della cricca (qui deducibile determinando a_c da $\tau_N = \tau_R = \tau_a + \tau_f + \tau_F(a/c)$). Come già menzionato, ciò è altamente improbabile, anche se ovviamente non impossibile, per questo modo II di propagazione della cricca di taglio (e anche per il modo I) poiché il processo è teoricamente instabile.

(Nota 3: Teoricamente, per la propagazione di modo I della cricca generata da un terremoto, abbiamo bisogno di una trazione nella neve, pertanto $A_l - g\cos\theta > 0$. La propagazione di modo I della cricca richiede quindi in linea di principio una grande accelerazione A_l [per inclinazioni plausibili] e inoltre rimane instabile o debolmente instabile con $a \ll L$ con L dimensione del pendio, come abbiamo verificato. Al contrario, una forza applicata localizzata, come quella generata da uno sciatore o da un'esplosione localizzata in circostanze particolari [e forse anche un terremoto in alcune circostanze molto particolari, come ipotizzato in Puzrin et al.⁴] potrebbe generare una cricca stabile. Secondo l'analogia precedente, ciò equivale alla propagazione stabile del taglio in un foglio di carta tirato dalle nostre mani direttamente sui bordi della cricca).

In ogni caso, qualsiasi ritardo di tempo T_D riscontrato, anche arbitrariamente grande, potrebbe essere compatibile con la teoria proposta in Puzrin et al.⁴ considerando che l' a_0 ipotizzato arbitrariamente sia sufficientemente vicino ad a_g , poiché la teoria prevede che T_D tenda all'infinito con a_0 tendente ad a_g .

Nelle formule, seguendo Puzrin et al.,⁴ ciò accade con il valore arbitrario di a_0 che soddisfa:

$$T_D = t_r \ln(a_0/(a_0 - a_g)) + t_r/k \ln((a_c - a_g)/(a_0 - a_g)), \quad (\text{Equazione 2})$$

dove t_r è un tempo di rilassamento caratteristico.⁴ Di conseguenza, il caso di Rigopiano riportato in Puzrin et al.⁴ deve essere considerato solo come un esempio applicativo (come probabilmente era nelle intenzioni di questi autori).

In sintesi, non ci sono prove che la valanga di Rigopiano sia stata innescata da un terremoto né in Piacentini et al.² né in Puzrin et al.,⁴ e la propagazione instabile della cricca prevista dalla consolidata meccanica della frattura suggerisce che tale scenario sia molto improbabile.

Inoltre, si noti che terremoti concomitanti potrebbero anche influenzare la resistenza di attrito τ_f , analogamente all'argomento precedente, ci aspettiamo $\tau_f = f\mu h(g\cos\theta + A_l(t)) > 0$, con $A_l(t)$ componente perpendicolare al pendio dell'accelerazione sismica locale al suolo. Sostituendo l'accelerazione dipendente dal tempo con l'accelerazione sismica locale massima al suolo A_l , abbiamo $\tau_f = f\mu h(g\cos\theta - A_l)$, dove si ipotizza cautelativamente il segno meno (l'accelerazione sismica diminuisce la resistenza di attrito). Pertanto, un terremoto concomitante non solo aumenta il carico applicato (τ_N) ma riduce anche la resistenza di attrito (τ_f).

Inoltre, in assenza di dati certi sulle proprietà del materiale nevoso, sconosciute per la valanga di Rigopiano, il ruolo del terremoto nell'innescare della valanga non può essere provato né escluso, come confermano le opposte deduzioni riportate

in Piacentini et al.² e Chiaia et al.³ modificando leggermente i parametri sconosciuti nei loro intervalli e approcci plausibili. (Nota 4: Considerando valori plausibili di $\tau_R = 1-2$ kPa, $\rho = 100-200$ kg/m³ e $\theta = 35^\circ$ il risultato è $h = 0,89-3,55$ m.). Preferiamo quindi attenerci il più possibile ai fatti in base alle seguenti considerazioni.

Per confrontare due quantità, queste devono avere le stesse unità fisiche. Nel nostro ambito, ciò può essere tradotto nella seguente domanda cruciale: qual è l'incremento dell'altezza della neve $\Delta H = H' - H$ equivalente a un dato terremoto?

Per rispondere a questa domanda, poniamo l'equivalenza in termini di sforzo di taglio netto, cioè $\tau_N(H', A_l) - \tau_f(H', A_l) - \tau_F(H') = \tau_N(H', A_l = 0) - \tau_f(H', A_l = 0) - \tau_F(H')$.

Si noti che poiché τ_a è costante, se H è critico (cioè soddisfa $\tau_N = \tau_R$), anche H' è critico. In base a quanto menzionato in precedenza, qui consideriamo τ_F costante (quindi $a \ll c$, o più in generale $a \propto c$; si noti che per $a \gg c$, laddove la propagazione della cricca è fortemente instabile, emergerebbe una forma quadratica e quindi ancora una soluzione in forma chiusa). Di conseguenza, giungiamo alla seguente conclusione fondamentale che è quasi indipendente (a parte l'attrito) dalle proprietà (sconosciute) del materiale e quindi abbastanza solida e utile:

$$\Delta H/H = (A_l + fA_l)/(g(\sin\theta - f\cos\theta)) \quad (\text{Equazione 3})$$

Ora accettiamo *in toto* l'approccio di Piacentini et al.,² quindi supponendo formalmente che $f = 0$ e semplicemente $\Delta H/H = A_l/(g\sin\theta)$. Consideriamo i dati riportati in Piacentini et al.,² cioè che il terremoto è concomitante e innescare la valanga a $H_c = 1,587$ m ($h = 1,3$ m nella loro tabella), $\theta = 35^\circ$, e $A_l = 11,384, 20,130, 17,540, 10,713$, o $3,520$ cm/s² (dai valori riscaldati riportati nella loro tabella). Questi ultimi valori corrispondono ai 5 terremoti citati, E1-5, rispettivamente: terremoto E1 (magnitudo $M = 5,1$, 10:25 ora italiana, cioè $T = 383$ minuti prima dell'evento), E2

($M = 5,5$, 11:14 ora italiana, $T = 334$ minuti), E3 ($M = 5,4$, 11:25 ora italiana, $T = 323$ minuti), E4 ($M = 5,0$, 14:33 ora italiana, $T = 135$ minuti), o E5 ($M = 4,3$, 16:16 ora italiana, $T = 32$ minuti; qui ipotizzato – come già accennato e non essenziale – come in Piacentini et al., qui si ipotizza anche il distacco della valanga alle 16:48 ora italiana²). Di conseguenza, per E1–5 vediamo che i terremoti sono equivalenti rispettivamente a $\Delta H = 3,21, 5,68, 4,95, 3,02$, o $0,99$ cm. Avendo accertato – come dimostrato da questa analisi – che questi terremoti in termini di sovraccarico equivalgono a qualche centimetro di neve fresca e che nelle ultime 72 ore antecedenti la valanga erano caduti circa 3 m (da MeteoBlue⁵) di neve fresca, risulta evidente come l'effetto di tali terremoti sia stato -a prescindere da ogni altra considerazione- trascurabile rispetto a quello, molto prevedibile, in atto, della neve stessa. Si noti che dopo la valanga di Rigopiano si è verificata una nevicata per circa 135 minuti ad una velocità di circa 4,5 cm/ora (da MeteoBlue⁵), corrispondente a circa 10,125 cm. Di conseguenza, anche supponendo che uno di questi terremoti abbia innescato la valanga di Rigopiano, il suo distacco si sarebbe verificato lo stesso giorno anche in assenza di terremoti, ovvero $\Delta t = 42,8, 75,7, 66,0, 40,3$, oppure 13,2 minuti dopo, rispettivamente. Questo scenario, dedotto in base a Piacentini et al.,² non cambia significativamente considerando un coefficiente di attrito intermedio o massimo (o persino $a \gg c$). (Nota 5: Consideriamo il caso di un coefficiente di attrito di $f = 0,2$ [con H_C, θ e A_{II} come in precedenza²]. Con $A_I = 0$, per E1–5 abbiamo rispettivamente $\Delta H = 4,49, 7,95, 6,93, 4,23$ o $1,39$ cm corrispondente rispettivamente a $\Delta t = 59,9, 106,0, 92,3, 56,4$ o $18,5$ minuti [e tale scenario non cambia qualitativamente fino ad un coefficiente di attrito di $0,30$, altrimenti diventa simile al caso di attrito massimo]. Come altro scenario rappresentativo, consideriamo $A_I = A_{II}$ e per E1–5 abbiamo rispettivamente $\Delta H = 5,39, 9,54, 8,31, 5,08$,

o $1,67$ cm, corrispondente rispettivamente a $\Delta t = 71,9, 127,2, 110,8, 67,7$, o $22,2$ minuti, [e tale scenario non cambia qualitativamente fino ad un coefficiente di attrito di $0,22$, altrimenti diventa simile al caso di attrito massimo]. In entrambi i casi, la situazione è simile al caso trattato secondo Piacentini et al.,² poichè $\Delta H < 10,125$ cm per tutti i terremoti.

Consideriamo anche uno scenario limite, cioè con attrito massimo [con H_C, θ e A_{II} come in precedenza²]. Il coefficiente di attrito non è noto, ma il suo valore massimo può essere stimato osservando che la valanga non si è distaccata durante nessuno dei terremoti E1–5. Chiamiamo H_E il valore di H nell'istante di un dato terremoto. Poichè la valanga non si è staccata durante il terremoto, $H' < H_C$ e l'attrito massimo può essere stimato dalla condizione limite $H' = H_C$, cioè ponendo $(H_C - H_E)/H_E = \Delta H(f)/H$ nell'Equazione 3 e deducendo f per ogni terremoto. Durante gli intervalli terremoto-valanghe T , per E1–5 abbiamo avuto all'incirca $H_C - H_E = 21, 20, 19, 10$, o 2 cm di neve, rispettivamente [da MeteoBlue⁵]. Da questi dati ricaviamo un valore massimo per f , e quindi quello reale è il valore minimo. Con $A_I = 0$, deduciamo $f_{max} = 0,357$ [imposto da E5] e ricaviamo per E1–5 i limiti superiori di $\Delta H = 6,55, 11,58, 10,09, 6,16$ o $2,03$ cm rispettivamente, corrispondenti rispettivamente a $\Delta t = 87,3, >135, 134,6, 82,2$ o $27,0$ minuti. Con $A_I = A_{II}$, ricaviamo analogamente $f_{max} = 0,266$ [di nuovo imposto da E5] e limiti superiori di $\Delta H = 6,56, 11,59, 10,10, 6,17$ o $2,03$ cm, corrispondenti rispettivamente a $\Delta t = 87,4, >135, 134,7, 82,2$, o $27,0$ minuti

Tale scenario limite è lo stesso che emergerebbe anche da $a \gg c$ e pertanto $\tau_F \cong (2E'G_c H \cos \theta)^{1/2}/a$ e $\tau_R \cong \tau_F$, per cui otteniamo $\Delta H/H \cong ((1 + A_{II}/(g \sin \theta))^2 - 1)$, e per E1–5, rispettivamente, all'incirca $\Delta H = 6,49, 11,56, 10,05, 6,10$, o $1,99$ cm, corrispondente rispettivamente a $\Delta t = 86,5, >135, 134,0, 81,3$ o $26,6$ minuti.)

Si noti che nel caso della valanga di Rigopiano era stata osservata la presenza di un'interfaccia debole con neve pallottolare (vedasi Video S1 come esempio di questo particolare tipo di neve) di all'incirca 2 cm di spessore, dedotta (dai dati MeteoBlue⁵) a un valore di H dalla superficie di circa 2,13 m su un'altezza complessiva di 3,10 m, oppure, sperimentalmente⁵, il 20 gennaio nella zona di Rigopiano (a circa 1100 m di quota, dal servizio Meteomont⁵) a un valore di 1,22 m dalla superficie su un'altezza complessiva di 1,97 m con uno spessore di circa 1 cm; inoltre, sperimentalmente, il 22 gennaio in prossimità della zona del distacco della valanga (a circa 1600 m di quota, sempre dal servizio Meteomont⁵) è stata dimostrata un'interfaccia più debole con una prova di stabilità *in situ* a circa 1,5 m dalla superficie entro un'altezza totale della lastra di circa 2 m. Le osservazioni sperimentali assomigliano ai dati MeteoBlue, a parte la prevista compattazione e trasformazione della neve nei giorni successivi e confermano la presenza di un'interfaccia più debole.⁵

In presenza di una nuova nevicata $\Delta H'$ con densità ρ' diversa dal valore medio ρ della lastra sull'interfaccia più debole, con valore H'_C diverso rispetto ad H_C e con un'accelerazione diversa A' rispetto ad A - con $A_I = bA_{II}$, $A_{II} = A$, dove b è una costante - ci aspettiamo un nuovo valore di $\Delta H' = \Delta H \times \rho / \rho' \times A'/A \times H'_C/H_C$ (e Δt proporzionale, fino alla saturazione, qui a 135 minuti). Ad esempio, considerando E5 come in Puzrin et al.,⁴ con $H'_C = 2,14$ m, cioè, seguendo Chiaia et al.,⁵ la valanga sarebbe stata attesa 17,8 minuti dopo, anziché i 13,2 minuti precedentemente dedotti, 35,6 minuti dopo se supponiamo inoltre $\rho / \rho' = 2$ (neve nuova con densità dimezzata), o 71,2 minuti dopo se supponiamo anche in aggiunta $A'/A = 2$ (accelerazione del suolo raddoppiata).

In conclusione, a 5 anni da quel drammatico mercoledì, se ci atteniamo ai fatti, (1) non vi è alcuna evidenza di un ruolo del terremoto nell'innescare della valanga, (2) il ruolo del terremoto nell'innescare della valanga è altamente improbabile,

(3) benché non possa essere provato né escluso, (4) questi terremoti sono equivalenti solo a pochi centimetri di neve fresca, e (5) anche supponendo che sia stato il terremoto a innescarla, la valanga si sarebbe probabilmente verificata quello stesso giorno anche in assenza di terremoti.

Tali disastri naturali sono inevitabili e purtroppo continueranno a verificarsi in futuro. Sfruttando la nostra conoscenza della meccanica e dei materiali, potremmo potenzialmente predirne

il loro verificarsi in modo più accurato, sviluppare misure di risposta appropriate e quindi ridurre al minimo i futuri danni sociali ed economici, la distruzione e soprattutto la tragica perdita di vite umane.

RINGRAZIAMENTI

NMP ringrazia Federico Bosia, Massimiliano Fraldi e Giorgio Rosatti per aver commentato criticamente il manoscritto prima dell'invio.

DICHIARAZIONE DI CONFLITTO DI INTERESSI:

L'Autore dichiara di non avere conflitto di interessi.

1. Pugno, N.M. (2014). The unacknowledged risk of Himalayan avalanche triggering. *Int. J. Fract.* **187**, 277–283.
2. Piacentini, T., Calista, M., Crescenti, U., Miccadei, E., and Sciarra, M. (2020). Seismically Induced Snow Avalanches: The Central Italy Case. *Front. Earth Sci.* **8**, 599611.
3. Braun, T., Frigo, B., Chiaia, B., Bartelt, P., Famiani, D., and Wassermann, J. (2020). Seismic signature of the deadly snow avalanche of January 18, 2017, at Rigopiano (Italy). *Sci. Rep.* **10**, 18563.
4. Puzrin, A.M., Faug, T., and Einav, I. (2019). The mechanism of delayed release in earthquake-induced avalanches. *Proc. Math. Phys. Eng. Sci.* **475**, 20190092.
5. Chiaia, B., Chiambretti, I., e Frigo, B. (2017). Consulenza tecnica relativa all'evento valanghivo del 18.01.2017 in località Rigopiano, comune di Farindola (PE). *Relazione Volume 1/2*, 02.10.2017.