



**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA**  
**Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali**  
**Corso di Laurea Magistrale in Scienze Forestali e**  
**Ambientali**

**Ricostruzione dell'evento di colata detritica del 13 Luglio 2021 nel  
bacino del torrente Chieppena e valutazione della funzionalità delle  
opere idrauliche di protezione**

**Relatore:**

**Prof. Vincenzo D'Agostino**

**Correlatore:**

**Dott. Francesco Bettella**

**Laureando:**  
**Elia Broggiato**

**Matricola n.:**  
**2023684**

**Anno Accademico 2022-2023**



## RIASSUNTO

Localizzato alle pendici meridionali della catena montuosa di Cima D'Asta, in Provincia di Trento, il bacino idrografico del torrente Chieppena è stato interessato, in data 13 luglio 2021, da un evento alluvionale che ha movimentato elevate quantità di materiale roccioso.

Il bacino del torrente Chieppena è stato storicamente soggetto ad eventi di trasporto solido massivo e il più recente, escludendo quello analizzato, risulta avvenuto durante le diffuse alluvioni del 1966, dove è stato consegnato in conoide circa un milione di metri cubi di sedimento (D'Agostino, 1996; Marchi e Cavalli, 2007). A seguito dell'evento del 1966 il bacino è stato fortemente sistemato e non ha più dato luogo ad eventi considerevoli.

A fronte delle intense precipitazioni avvenute il 13 luglio 2021, pari a 120 mm caduti in circa 10 ore, il torrente è stato interessato da un evento di colata detritica che ha comportato la prima attivazione della briglia filtrante, costruita nel 1991 dal Servizio Bacini Montani di Trento. L'opera in questione si è rivelata particolarmente utile e ha bloccato circa 15600 m<sup>3</sup>, evitando che l'evento assumesse dimensioni tali da provocare danni agli insediamenti posti a valle.

Nel presente elaborato è stata studiata la dinamica del fenomeno, che si è innescato nel tratto di canale appena a monte della briglia filtrante in oggetto, e la correlazione tra pendenza ed erosione durante fenomeni di trasporto di questo tipo.

Tramite i Dem of Difference realizzati è stato possibile consultare attentamente l'assetto del canale nelle situazioni pre e post evento, dando una stima in termini volumetrici delle differenze registrate. Il modello KLEM (Kinematic Local Excess Model) è stato utilizzato per la simulazione della portata idrologica che ha interessato il canale, la quale è stata successivamente impiegata nei metodi di quantificazione della portata solida e del trasporto solido, rispettivamente il metodo idrologico e la formula semplificata di Smart e Jaeggi (1983).

Tramite il test statistico di Spearman è stato inoltre possibile stabilire la significatività statistica della correlazione tra pendenza ed erosione trovata in diversi punti dell'area di interesse, analizzata sotto diverse scale spaziali.

L'interpretazione critica dei risultati ottenuti è stata inoltre fondamentale alla ricostruzione di una plausibile dinamica dell'evento.

La ricostruzione proposta in questo lavoro di ricerca evidenzia una dinamica di evento molto influenzata dalle caratteristiche geologiche del bacino in esame e dalle numerose briglie di consolidamento presenti: si suppone quindi un evento dalle caratteristiche abbastanza ibride tra la colata detritica e la piena di detriti (corrente iperconcentrata) ed avente caratteristiche peculiari che hanno influito nei processi erosivi e deposizionali osservati.

## Abstract

Located on the southern end of the Cima D'Asta mountain range, in the Province of Trento, the drainage basin of the Chieppena torrent was affected, on 13 July 2021, by an alluvial event that transported large quantities of rocky material.

The Chieppena drainage basin has historically been subject to massive solid transport events and the most recent one, excluding the one analyzed in this work, occurred during the widespread flood of 1966, where about one million cubic meters of sediment was delivered in the alluvial fan (D'Agostino, 1996; Marchi e Cavalli, 2007). Following the 1966 event the basin was heavily affected by the construction of hydraulic protection works, and no longer gave rise to significant events.

After the intense rainfall that occurred on 13 July 2021, equal to 120 mm fallen in about 10 hours, the torrent was affected by a debris flow event which led to the first activation of the filtering check dam, built in 1991 by the Servizio Bacini Montani of Trento. The construction proven to be particularly useful, in fact it blocked around 15600 m<sup>3</sup> preventing the event from assuming such dimensions as to cause damage to the settlements located downstream.

In the present paper were studied the dynamics of the phenomenon, which was triggered in the stretch of channel just upstream of the filtering check dam question, and the correlation between slope and erosion during transport phenomena of this type .

Through the Dem of Difference has been possible to study the arrangement of the channel in the pre and post event situations, giving an estimate in volumetric terms of the recorded differences.

The KLEM model (Kinematic Local Excess Model) was used for the simulation of the hydrological discharge that involved the channel, which was subsequently used in the methods for quantifying solid flow and solid transport, respectively the hydrological method and the simplified formula by Smart and Jaeggi (1983).

Through Spearman's statistical test it was also possible to establish the statistical significance of the correlation between slope and erosion found in different points of the area of interest, analyzed under different spatial scales.

The critical interpretation of the results obtained was also fundamental in the reconstruction of a plausible dynamic of the event.

The reconstruction proposed in this research work highlights an event dynamics highly influenced by the geological characteristics of the basin and by the numerous consolidation dams: an event with mixed characteristics between the debris flow and the hyper-concentrated current is therefore

assumed, which peculiar characteristics influenced the erosive and depositional processes that occurred.

## Indice

1.	Introduzione .....	10
2.	Obiettivi .....	15
3.	Materiali e metodi .....	15
3.1.	Il bacino del Torrente Chieppena.....	15
3.2.	L'evento alluvionale del 1966 e successive opere di sistemazione idraulica .....	19
3.3.	Descrizione dell'evento pluviometrico del 13 luglio 2021 .....	21
3.4.	Acquisizione ed elaborazione delle informazioni topografiche.....	23
3.5.	Realizzazione dei Dem of Differences.....	24
3.6.	Analisi idrologica con Kinematic Local Excess Model.....	27
3.7.	Relazione pendenza-erosione e analisi statistica .....	31
3.8.	Ricostruzione volumi depositati a monte della briglia filtrante.....	33
3.9.	Calcolo del debrisgramma con metodo idrologico .....	34
3.10.	Calcolo del trasporto solido di fondo .....	37
4.	Risultati .....	38
4.1.	Analisi idrologica .....	38
4.2.	Risultati ottenuti dai Dem of Differences .....	40
4.3.	Relazione pendenza-erosione e analisi statistica .....	45
4.3.1.	Analisi della relazione a scala di singola cella.....	45
4.3.2.	Analisi della relazione a scala longitudinale.....	47
4.3.3.	Analisi della relazione a scala di sezione trasversale generica .....	48
4.3.4.	Analisi della relazione a scala di sezione trasversale a valle delle briglie di consolidamento .	51
4.4.	Ricostruzione dei volumi di sedimento depositati a monte della briglia filtrante .....	52
4.5.	Debrisgramma e volumi ottenuti dall'analisi idrologica.....	53
5.	Discussione .....	55
5.1.	Valutazione dei risultati ottenuti dai Dem of Differences .....	55
5.2.	Discussione sui dati di erosione e pendenza .....	56
5.3.	Ricostruzione dell'evento alluvionale sulla base delle analisi condotte .....	61
6.	Conclusioni .....	65
7.	Bibliografia .....	68

## Indice delle figure

Figura 1.1: Forma tipica di una colata detritica (D’Agostino, 2020) e diversi profili a seconda della tipologia: linea blu fortemente detritica, linea rossa tratteggiata fangosa.....	11
Figura 1.2: Sezione longitudinale di corrente iperconcentrata (sinistra) (D’Agostino, 2020).....	12
Figura 1.3: Sezione longitudinale di colata detritica (detra) (D’Agostino, 2020) .....	12
Figura 3.1.1: Bacino idrografico del torrente Chieppena.....	16
Figura 3.1.2: Assetto geologico del bacino idrografico del torrente Chieppena chiuso a monte del conoide alluvionale (Marchi e Cavalli, 2007).....	17
Figura 3.1.3: Area interessata da acquisizione DTM tramite LiDAR e analisi successive .....	19
Figura 3.2.1: Massi depositati nell’abitato di Villa, comune di Villa Agnedo (foto di Faganello. Da Venzo e Largaiolli, 1968) .....	20
Figura 3.2.2: La briglia filtrante, fotografata durante la visita tecnica di marzo 2022 .....	21
Figura 3.2.3: La briglia filtrante in oggetto, fotografata alla fine dei lavori di costruzione (foto: Servizi Bacini Montani di Trento, 1991) .....	21
Figura 3.3.1: Stazioni pluviometriche presenti nella zona del bacino idrografico del Chieppena e relativi poligoni di influenza .....	22
Figura 3.3.2: Precipitazioni misurate presso la stazione pluviometrica di Bieno, cumulate ogni 5 minuti dal momento di inizio evento (12:15 del 13/07).....	23
Figura 3.5.1: Area indagata tramite DoD, su ortofoto pre evento .....	25
Figura 3.5.2: Area indagata tramite DoD, su ortofoto post evento .....	25
Figura 3.9.1: Concentrazione solida volumetrica di una colata detritica in funzione della pendenza del canale (D’Agostino, 2020) .....	35
Figura 3.9.2: Rapporto tra portata liquida liberata ( $Q''$ ) e portata liquida innescante ( $Q'$ ) in funzione della concentrazione solida volumetrica ( $C_v$ ) per tre diversi gradi di saturazione ( $s$ ) (D’Agostino, 2020) .....	36
Figura 4.1.1: Ietogramma misurato e idrogramma simulato con modello KLEM per il rio Fierollo	39
Figura 4.1.2: Ietogramma misurato e idrogramma simulato con modello KLEM per il rio Gallina	39
Figura 4.2.1: DoD realizzato per il tratto “Frana” .....	41
Figura 4.2.2: DoD realizzato per il tratto “Canale1” .....	41
Figura 4.2.3: DoD realizzato per il tratto “Canale2” .....	42
Figura 4.2.4: DoD realizzato per il tratto “Canale3” .....	42
Figura 4.2.5: DoD realizzato per il tratto “Canale4” .....	42
Figura 4.2.6: DoD realizzato per il tratto “Canale5” .....	42

Figura 4.2.7: Profilo della zona di innesco a valle della prima briglia .....	44
Figura 4.3.3.1: Posizionamento delle sezioni trasversali generiche e dei tratti longitudinali.....	49
Figura 4.3.3.2: Relazione tra pendenza ed erosione per le sezioni trasversali generiche .....	50
Figura 4.3.4.1: Posizionamento delle sezioni trasversali individuate alla base delle briglie e del salto in roccia.....	51
Figura 4.4.1: Intersezione tra profilo di fondo e profilo del deposito con pendenza 6,5° .....	52
Figura 5.2.1: Tratto in roccia compreso tra la terza e la quarta briglia di consolidamento .....	57
Figura 5.2.2: Illustrazione dell'area di frana in esame (da Venzo e Largaiolli, 1968) .....	57
Figura 5.2.3: Confronto tra relazione D'Agostino-Bertoldi (2013), Kronfellner-Kraus (1984) e dati delle sezioni trasversali generiche.....	60
Figura 5.2.4: Confronto tra relazione D'Agostino-Bertoldi (2013), Kronfellner-Kraus (1984) e dati delle sezioni trasversali alla base delle briglie .....	61
Figura 5.3.1: Accumulo sulla briglia filtrante, particolare su masso (Foto: da montaggio di Fondazione Museo Storico del Trentino).....	62
Figura 5.3.2: Canale tra seconda e terza briglia di consolidamento, evidente il cordone laterale sulla sinistra della foto.....	62
Figura 5.3.3: Deposito a monte della seconda briglia di consolidamento .....	63
Figura 5.3.4: Erosione a valle della quarta briglia di consolidamento.....	64



## Indice delle tabelle

Tabella 1: Cumulate giornaliere del 14 luglio 2021 presso le stazioni meteorologiche nei pressi del bacino del torrente Chieppena (Fonte: Meteotrentino) .....	23
Tabella 2 e Tabella 3: Parametri simulazioni idrologiche su rio Fierollo e rio Gallina.....	30
Tabella 4: Dati per ricostruzione del volume di sedimento depositato a monte della briglia filtrante .....	34
Tabella 5 e Tabella 6: Risultati DoD con e senza applicazione del $\text{minLoD}$ per i tratti “Frana” e “Canale1” .....	43
Tabella 7 e Tabella 8: Risultati DoD con e senza applicazione del $\text{minLoD}$ per i tratti “Canale2” e “Canale3” .....	43
Tabella 9 e Tabella 10: Risultati DoD con e senza applicazione del $\text{minLoD}$ per i tratti “Canale4” e “Canale5” .....	43
Tabella 11: Valori del coefficiente di correlazione di Speraman tra pendenza ed erosione a scala di singola cella.....	45
Tabella 12 e Tabella 13: Numero di celle e valori medi di scavo/riporto per cella divisi in classi di 5° per tutto il canale analizzato e per l’area di frana.....	46
Tabella 14: Numero di celle e valori medi di scavo/riporto per cella per i 2 tratti longitudinali individuati .....	47
Tabella 15: Pendenza dell’intorno e media di scavo/riporto delle sezioni trasversali generiche individuate.....	49
Tabella 16: Valori di pendenza media, di altezza del salto a valle della briglia/salto in roccia e del tasso di erosione unitario (volume di sedimento medio eroso per unità di larghezza del canale) per le sezioni trasversali individuate alla base delle briglie di consolidamento e del salto in roccia. ....	51
Tabella 17: Debrisgramma di durata 1 ora ottenuto con metodo idrologico e $C_v$ calcolata con equazione (20).....	53
Tabella 18: Debrisgramma di durata 45 minuti ottenuto con metodo idrologico e $C_v$ calcolata con equazione (20).....	53
Tabella 19: Debrisgramma di durata 30 minuti ottenuto con metodo idrologico e $C_v$ calcolata con equazione (20).....	54
Tabella 20, Tabella 21 e Tabella 22: Sedimentogrammi calcolati tramite applicazione delle equazioni 18 e 19 per durate di 1 ora, 45 minuti e 30 minuti .....	54

## 1. Introduzione

Il lavoro di ricerca presentato in questa tesi ha come obiettivo principale la ricostruzione dell'evento alluvionale verificatosi nel bacino del torrente Chieppena in data 13 luglio 2022. La particolarità del caso analizzato ha suggerito la possibilità di esaminare non soltanto l'evento e la sua evoluzione, bensì anche l'effetto che esso ha avuto sulla morfologia del percorso seguito.

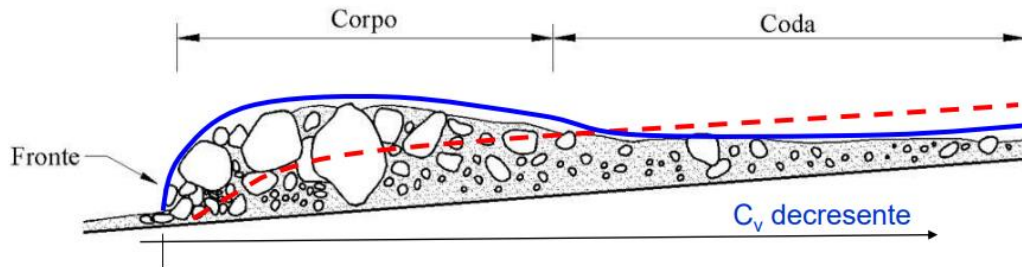
Prima di presentare le metodologie utilizzate per raggiungere gli obiettivi prefissati, vengono introdotte in questo capitolo le caratteristiche principali di una colata detritica (o *debris flow*) e di una corrente iperconcentrata (o *debris flood*), per fornire gli elementi necessari alla caratterizzazione dell'evento analizzato.

Una colata detritica è una piena solido-liquida con concentrazione solida tale da determinare un comportamento non newtoniano della massa in movimento. Il comportamento peculiare di una colata detritica è frutto di tre processi principali: attriti e frizioni, intensi urti tra le particelle solide a contatto e viscosità del fluido che le circonda.

Certamente lo spettro tipologico delle colate è molto ampio, in quanto a seconda della natura geologica dei sedimenti, e quindi della loro granulometria, si possono verificare eventi dalle caratteristiche anche molto diverse. È difficile tuttavia inquadrare un evento in una data categoria, perché le caratteristiche del fenomeno variano fortemente in funzione dell'input idrologico, delle condizioni di innesco e della pendenza del canale (o versante) in cui avviene la fase di trasporto. Questi fattori influiscono in particolare sulla quantità di materiale solido trasportato e di conseguenza sulla concentrazione del materiale solido all'interno del flusso, modificandone le caratteristiche reologiche e di propagazione. La pendenza, in particolare, è un fattore indispensabile per il verificarsi di tali fenomeni, e condiziona fortemente la concentrazione solida. Esistono comunque diverse tipologie di colate detritiche, da quelle più liquide come ad esempio le colate fangose (*mud debris flows*), a quelle con trasporto solido più massivo e quindi dette granulari o pietrose fino alle colate con caratteristiche intermedie. L'intervallo di concentrazione solida che può dare luogo ad una colata detritica è molto ampio, tra 25% e 70% (D'Agostino, 2020), e rispecchia la variabilità dei diversi fattori che influiscono sul fenomeno.

Le colate detritiche, in termini temporali, sono eventi che si verificano in risposta alle precipitazioni ad alta intensità, generalmente di breve durata, in quanto si generano idrogrammi con portate al picco elevate in grado di mobilitare velocemente i sedimenti presenti in alveo.

Le colate detritiche sono quindi eventi volumetricamente considerevoli ma di breve durata, che si sviluppano a pulsazioni di pochi minuti, con il tipico susseguirsi di fronte (o corpo) della colata, più massivo, e coda della colata, più liquida.



**Figura 1.1: Forma tipica di una colata detritica (D'Agostino, 2020) e diversi profili a seconda della tipologia:  
linea blu fortemente detritica, linea rossa tratteggiata fangosa**

Una corrente iperconcentrata, o *debris flood* o *piena di detriti*, è invece definita come un flusso liquido fortemente carico di sedimento, che avviene in un canale ad alta pendenza, la cui portata al picco è paragonabile a quella di una piena liquida (Hungar et al., 2014). Le correnti iperconcentrate quindi risultano più simili a delle piene liquide che a colate detritiche, infatti, in linea di massima, il flusso mantiene un comportamento newtoniano, anche se a certe concentrazioni solide si possono sviluppare forme intermedie. La pendenza risulta meno limitante rispetto alle colate detritiche mature, ed infatti si possono osservare correnti di questo tipo anche in bacini idrografici di grandi dimensioni, dove influisce di più la forzante idrologica che la pendenza del collettore principale. Le correnti iperconcentrate a loro volta possono avere durate considerevoli, soprattutto in bacini di grandi dimensioni, dove la portata liquida di un evento di piena resta alta anche per tempi lunghi. Dal punto di vista della concentrazione solida si pone un limite (comunque indicativo) minimo del 20% e massimo del 40% (D'Agostino, 2020).

Risulta quindi semplice distinguere una colata detritica da una piena liquida, in quanto le differenze sono evidenti e stanno principalmente nell'alto quantitativo di materiale solido trasportato e nell'elevata turbolenza del movimento che ne deriva, assieme al tipico andamento per pulsazioni dell'evento. Distinguere invece una corrente iperconcentrata da una colata detritica risulta difficile in quanto sono forme di trasporto che possono coesistere all'interno dello stesso evento e che hanno dei campi di esistenza molto simili soprattutto in date condizioni di granulometria.

Infatti, i limiti di concentrazione precedentemente riportati risultano indicativi, in quanto è impossibile identificare l'uno o l'altro fenomeno basandosi soltanto su questo parametro: la distribuzione granulometrica e la densità del sedimento influenzano fortemente le caratteristiche

fisiche del miscuglio solido-liquido, determinando soglie diverse per il passaggio tra piena liquida, corrente iperconcentrata e colata detritica (Pierson et al., 2005).

Una corrente iperconcentrata presenta un trasporto solido importante, con uno spettro ampio di granulometria presa in carico. Tuttavia le caratteristiche intermedie del miscuglio non consentono il trasporto totalmente diffuso in sospensione di massi: normalmente i sedimenti più grandi restano nella parte più bassa del flusso, dove la concentrazione solida è maggiore, formando una sorta di strato di trazione (*traction carpet*) con velocità più bassa rispetto al flusso più superficiale. All'aumentare della concentrazione di sedimento fine l'efficienza di trasporto da parte del miscuglio aumenta e, sulla verticale, le caratteristiche del flusso risultano più omogenee (Rickenmann, 1991; Wilson, 1985).

In una colata detritica la dinamica è più complessa, in quanto la concentrazione solida maggiore determina alcune caratteristiche peculiari. In primo luogo fa sì che all'interno del miscuglio si generino pressioni dispersive maggiori, che si riflettono in un aumento di volume e provocano una migrazione verticale dei sedimenti: tali pressioni consentono ai sedimenti più grandi di stare in superficie, in quanto la pressione che generano è maggiore di quella a cui sono sottoposti, mentre il sedimento più fine risultano contenute all'interno del miscuglio. Da questo comportamento ha origine la tipica forma del fronte di una colata detritica, rigonfiato e con le particelle più grandi sulla superficie.

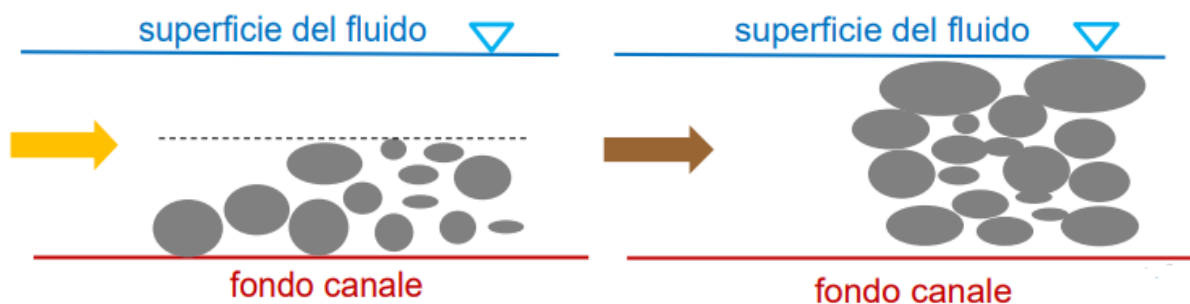


Figura 1.2: Sezione longitudinale di corrente iperconcentrata (sinistra) (D'Agostino, 2020)

Figura 1.3: Sezione longitudinale di colata detritica (destra) (D'Agostino, 2020)

Dal punto di vista erosivo i due fenomeni hanno delle tendenze simili, infatti sia le colate detritiche che le correnti iperconcentrate tendono ad erodere in modo più importante al momento dell'innescio dell'evento, cioè quando il sedimento comincia ad essere preso in carico. Quando poi viene raggiunta la concentrazione di equilibrio per le colate e la concentrazione limite per le correnti iperconcentrate, l'erosione subisce una rapida decrescita (Pierson et al., 2005; Takahashi et al.

1991). Le correnti iperconcentrate sono comunque tendenzialmente più erosive rispetto alle colate detritiche (Pierson et al., 1986).

È importante specificare che i bacini idrografici, a seconda di diversi parametri morfometrici quali ad esempio pendenza e disponibilità di sedimento, possono o meno dare luogo a determinati eventi: la colata detritica risulta il fenomeno più impattante che si può verificare in termini di trasporto solido. In bacini con tali requisiti è possibile osservare tutto lo spettro di fenomeni di trasporto, dal trasporto solido di fondo alla corrente iperconcentrata, fino alla colata detritica.

In tali bacini, solitamente di piccole-medie dimensioni e con pendenze elevate, è plausibile una certa interconnessione tra fenomeni, infatti una corrente iperconcentrata che continua il suo processo erosivo può via via trasformarsi in una colata detritica, come una colata detritica può dare luogo ad una corrente iperconcentrata nella sua fase più liquida (coda della colata) oppure se riceve un ulteriore apporto idrico e diminuisce la sua concentrazione volumetrica.

Dopo aver definito il campo di esistenza di una colata detritica e di una corrente iperconcentrata è utile introdurre anche la tematica della relazione tra erosione/deposito di sedimento e pendenza: il rapporto tra queste variabili è importante e l'indagine su di essa può essere una preziosa fonte di informazioni circa la dinamica e la natura dell'evento di trasporto.

L'apporto di sedimento da parte delle diverse parti che compongono un bacino idrografico, più in particolare dell'alveo fluviale, è inoltre un campo di studio che può essere utile alla definizione dei volumi mobilitabili da eventi idrologicamente considerevoli.

Secondo Kronfellner e Kraus (1984), la massima erosione riscontrabile in alveo, sulla base di numerose osservazioni in campo, è legata alla pendenza del canale secondo la seguente relazione:

$$(1) D = 1,5 + 12,5 \times S$$

Dove

D = profondità massima erodibile (m)

S = pendenza canale (m/m)

La profondità massima di erosione derivante dall'applicazione di tale equazione risulta molto elevato, infatti lo studio in questione si basa su eventi estremi. Una conferma a tale relazione viene data anche da Baggio et al. (2021), che riscontrano un sostanziale accordo in una situazione di evento estremo di colata detritica in area dolomitica, con profondità di scavo fino ai 6 m.

Una relazione simile all'equazione (1) risulta quella proposta da D'Agostino e Bertoldi (2013), tramite l'osservazione di 35 sezioni trasversali in tre diversi bacini idrografici (Gadria, Moslgreben e Hintermitt):

$$(2) D = 0,133 \times S - 2,49$$

La relazione in questione identifica come pendenza utile alla deposizione l'intervallo  $4,5^\circ$ - $18,7^\circ$ , mentre per pendenze maggiori si verifica erosione.

Gli intervalli di pendenza calcolati tuttavia sono creati ad-hoc per i bacini idrografici citati, quindi i valori proposti risultano non generalizzabili e sono comunque ad una comparazione con dati provenienti da altri bacini per valutare l'influenza degli aspetti geologici e morfologici nella regolazione di tali processo. Viene comunque proposto, come metodo di stima del volume atteso di un evento, l'individuazione di una pendenza di equilibrio alla quale non si verifica né erosione né deposito, per poi assumere valori costanti di erosione/deposito per pendenze rispettivamente maggiori o minori di tale soglia (D'Agostino e Bertoldi, 2013).

Tali metodi e valori di riferimento sono tuttavia calcolati specificatamente per eventi di colata detritica dalla dinamica conosciuta in bacini ben monitorati, quindi dotati di un campo di applicazione, come si è detto, un po' limitato.

La profondità di erosione presenta comunque un generale incremento all'aumentare della pendenza, tuttavia si possono osservare anche casi in cui questa tendenza non viene rispettata. Tale considerazione trova fondamento tramite la consultazione delle condizioni geologiche del canale e del bacino idrografico che si studia, infatti ad alte pendenze si ritrovano spesso affioramenti rocciosi, poco suscettibili ai processi torrentizi nel breve periodo, e luoghi in cui il sedimento fatica ad accumularsi in maniera consistente (Cavalli et al., 2007; Marchi et al., 2009).

Secondo Baggio et al. (2021), in uno studio in area dolomitica, per le pendenze comprese tra i  $6,3^\circ$  ed i  $12,4^\circ$  non vi è alcuna correlazione soddisfacente tra pendenza ed erosione, ma si riscontra soltanto elevata eterogeneità (0,3 m – 2,4 m), mentre per pendenze maggiori di  $14^\circ$  viene trovata una correlazione positiva.

Altri fattori che possono condizionare la profondità di erosione, andando in controtendenza rispetto al normale rapporto tra scavo e pendenza, risultano essere la quantità di moto del miscuglio solido-liquido e la sua concentrazione solida (Baggio et al., 2022). Una piena solido-liquida dotata di elevata energia può infatti risultare erosiva anche se la pendenza non risulta essere quella tipicamente utile alla messa in movimento delle particelle solide; la concentrazione solida influenza tale processo in maniera contraria, quindi una piena con bassa concentrazione di sedimento preso in carico risulta essere più erosiva, anche a pendenze inferiori, di una piena con alte quantità di materiale trasportato.

## 2. Obiettivi

L'obiettivo principale del presente elaborato, come già anticipato, è la ricostruzione dell'evento di trasporto solido avvenuto il 13 luglio 2021 nel bacino idrografico del torrente Chieppena, in Provincia di Trento.

La storia di tale bacino è segnata da diversi fenomeni di trasporto; alcuni di essi si sono rivelati impattanti sugli insediamenti posti sull'asse vallivo (Marchi e Cavalli, 2007), tuttavia era da decenni che non si manifestavano eventi significativi. La *back-analysis* è quindi indispensabile per cercare di comprendere come il bacino in esame risponda alle forzanti idrologiche significative.

In primo luogo si sono rese necessarie l'analisi dell'evento pluviometrico e la simulazione dell'idrogramma tramite il modello KLEM (Kinematic Local Excess Model): questo sarà utilizzato per determinare un possibile debrisgramma ed un sedimentogramma in grado di rappresentare adeguatamente la piena solido-liquida e i volumi di deposito stimati. I metodi scelti sono il metodo idrologico e la relazione di Smart e Jaeggi (1983).

Per analizzare l'effetto erosivo della corrente ed evidenziare le differenze in termini volumetrici tra la situazione pre e post evento dell'area in esame, si è resa necessaria la realizzazione di alcuni Dem of Differences.

Tramite le serie di dati estrapolate dai Dem of Differences è stato possibile inoltre analizzare la relazione tra pendenza ed erosione, ricercando una correlazione, anche dal punto di vista statistico, tra questi due fattori.

## 3. Materiali e metodi

Nel seguente capitolo verranno presi in considerazione i materiali ed i metodi utilizzati per perseguire gli obiettivi del lavoro di ricerca.

### 3.1. Il bacino del Torrente Chieppena

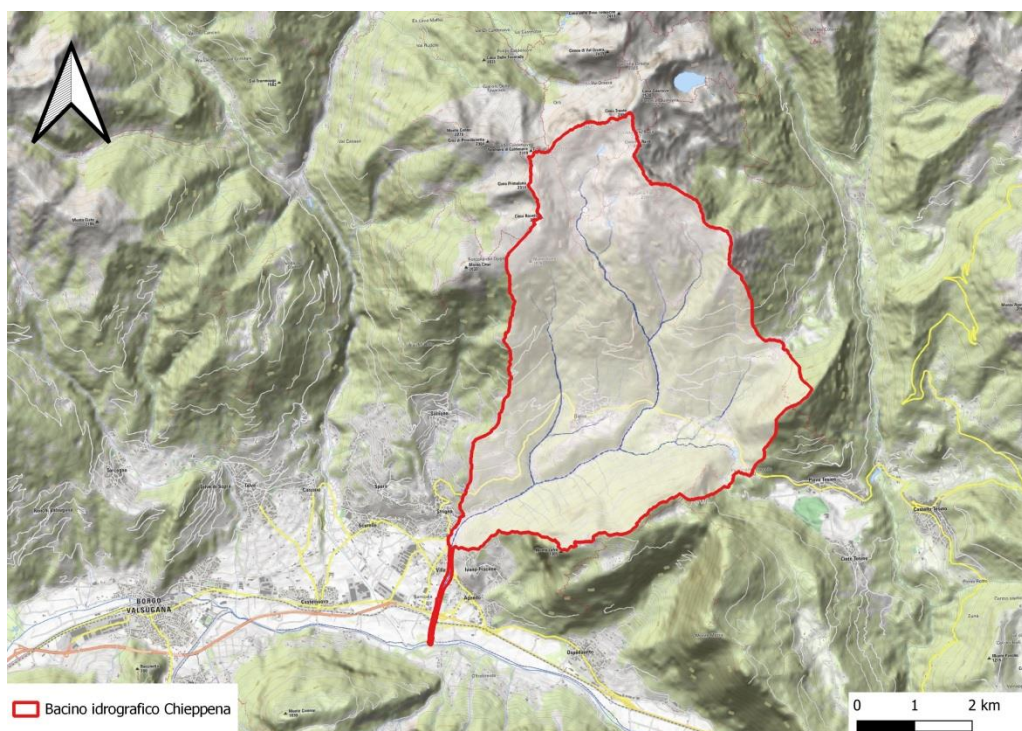
Il torrente Chieppena nasce dalla confluenza del rio di Fierollo e del rio Gallina, alle pendici meridionali del monte Castelletto (2387 m s.l.m.), vetta del Gruppo di Rava, appartenente alla catena montuosa di Cima d'Asta. La posizione ufficiale a cui è posta l'origine del torrente è ad una quota di 1115 m s.l.m., in corrispondenza della confluenza dei due rii sopra citati.

A sua volta il Rio di Fierollo nasce dalla confluenza di numerosi ruscelli posti a nord-est del monte Castelletto, mentre il Rio Gallina, posto a nord-ovest della medesima cima, raccoglie le acque dei laghetti di Rava.

Il torrente Chieppena scorre inizialmente all'interno del comune di Bieno seguendo l'asse vallivo principale sul versante nord-est del monte Lefre (1305 m s.l.m.), in direzione sud-est, e raccogliendo le acque di numerosi corsi d'acqua minori, per poi giungere in località Castrozze dove riceve il suo principale affluente, il torrente Lusùmina, proveniente da cima Ravetta (2266 m s.l.m.). Da qui l'asta fluviale svolta marcatamente verso sud, attraverso l'abitato di Strigno dove riceve le acque del torrente Cinaga in destra idrografica. Successivamente il torrente attraversa l'area periferica del centro abitato di Villa Agnedo, per poi sfociare nel fiume Brenta all'interno del comune di Castelnuovo.

Il torrente Cinaga confluisce nel Chieppena all'altezza dell'abitato di Strigno: proprio da questo punto si individua l'inizio del conoide di deiezione, pertanto le dinamiche del trasporto e accumulo di sedimento sono indipendenti tra l'uno e l'altro torrente.

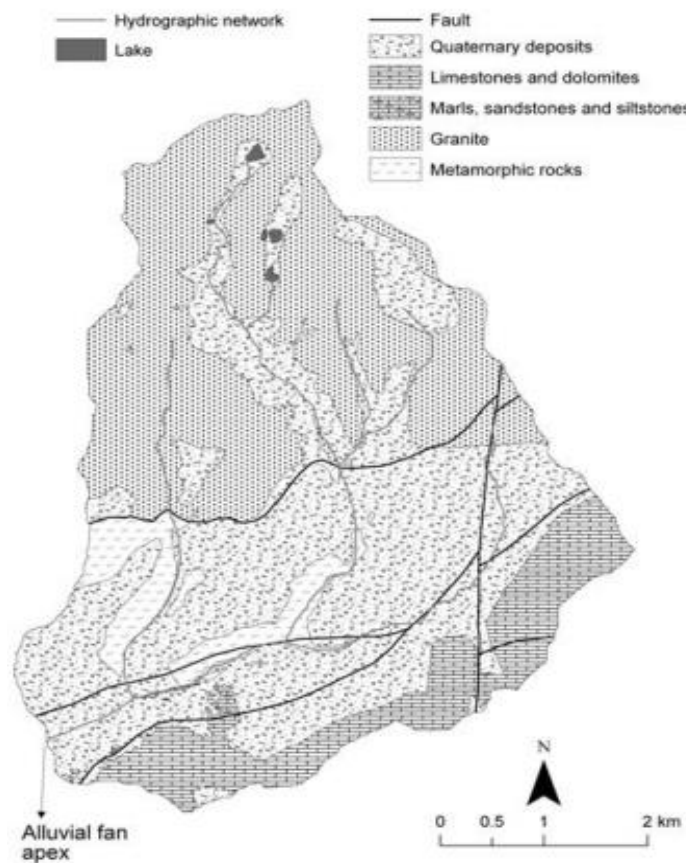
La lunghezza del canale principale è di 8,9 km ed il torrente sottende un bacino idrografico di 32,6 km<sup>2</sup>.



**Figura 3.1.1: Bacino idrografico del torrente Chieppena**



Dal punto di vista geologico il torrente Chieppena segue una linea di faglia, segnando il confine tra le rocce magmatiche e metamorfiche a nord, tipiche della catena di Cima d'Asta, dalle rocce sedimentarie a sud. La parte settentrionale del bacino idrografico è caratterizzata da granitoidi, la parte centrale da rocce metamorfiche come filliti e cornubianiti, mentre la parte meridionale è composta principalmente da calcari e dolomiti. Sono presenti tuttavia a meridione altre rocce sedimentarie, come le arenarie della Val Gardena e la formazione di Bellerophon, un'alternanza tra marne limose e arenarie con gesso. Nel bacino idrografico sono comunque diffusi i depositi quaternari, composti da morene, in parte rielaborate come depositi fluvio-glaciali, ghiaioni e depositi alluvionali. Proprio i depositi quaternari sono la principale fonte di sedimento per le colate detritiche avvenute sul torrente Chieppena (Marchi e Cavalli, 2007).



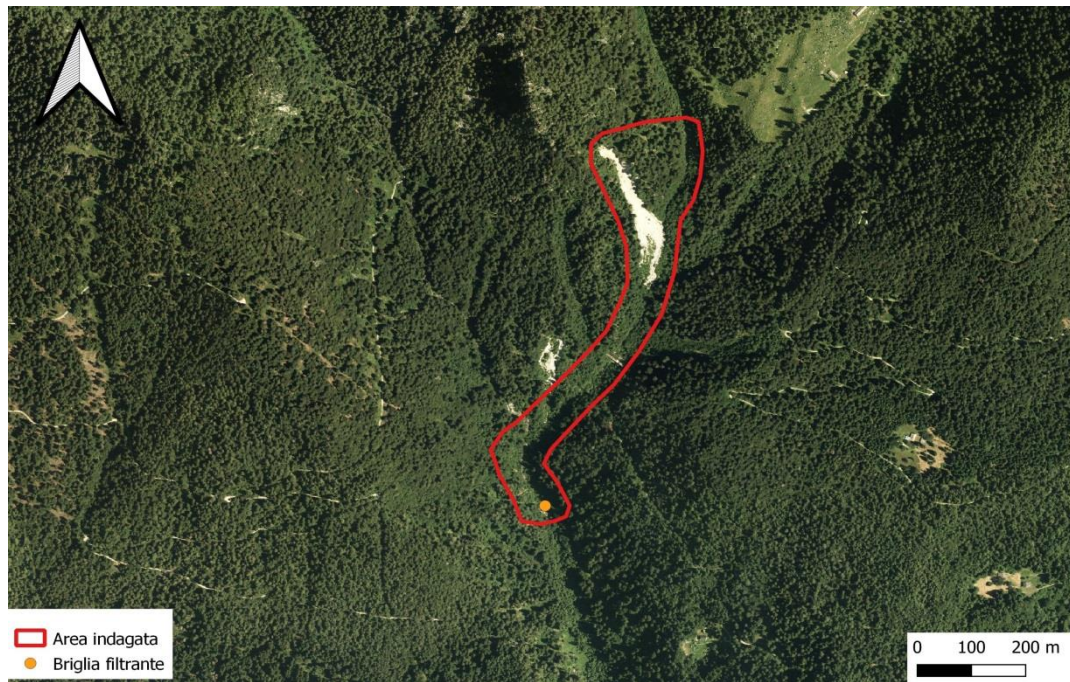
**Figura 3.1.2: Assetto geologico del bacino idrografico del torrente Chieppena chiuso a monte del conoide alluvionale (Marchi e Cavalli, 2007)**

Per quanto riguarda gli aspetti vegetazionali del bacino, le foreste di conifere coprono la maggior parte dell'area a quote comprese tra i 900 m s.l.m. ed i 1700 m s.l.m., composte principalmente da

abete rosso (*Picea abies*), larice (*Larix decidua*) e in minor quantità pino silvestre (*Pinus sylvestris*). Nella zona centrale del bacino sono presenti maggiormente boschi di latifoglie: il faggio (*Fagus sylvatica*) risulta la specie più presente, trattato sia a fustaia sia a ceduo. Si riconosce comunque la presenza di carpino nero (*Ostrya carpinifolia*) e acero montano (*Acer pseudoplatanus*). Nella parte bassa del bacino, esposte a nord-est, si possono trovare delle pinete di pino silvestre con orniello. Nelle zone perfluviali, oltre all'estesa presenza di robinia (*Robinia pseudoacacia*), si possono trovare formazioni abbastanza complesse come la pecceta secondaria, alcune abietine salicicole e faggete mesalpiche, a testimonianza della relativa assenza di eventi rilevanti che hanno interessato il bacino negli anni successivi al 1966. In alveo invece si possono trovare diverse specie di salici (*Salix spp.*) e ontano bianco (*Alnus incana*). Nelle aree a quote maggiori di 2000 m s.l.m. si rinvencono diversi pascoli e molti improduttivi. Aree urbane, prati e frutteti occupano invece la maggior parte del conoide di deiezione nella parte basale del bacino idrografico.

Il clima della zona è classificato, secondo il modello di Koppen, come *Dfb*, ovvero freddo con inverno umido, con almeno quattro mesi dalle temperature medie maggiori di 10°C e il mese più caldo con temperatura media inferiore ai 22°C. Le precipitazioni si attestano attorno a 1200-1400 mm/anno con carattere equinoziale.

La zona del bacino che è stata presa in considerazione per le analisi risulta essere nella parte medio-alta dello stesso, qualche centinaio di metri a monte della confluenza tra il rio di Fierollo ed il rio Gallina, dove è presente un'area di frana dalle dimensioni considerevoli (circa 7150 m<sup>2</sup>), fino alla briglia filtrante evidenziata nelle seguenti illustrazioni.



**Figura 3.1.3: Area interessata da acquisizione DTM tramite LiDAR e analisi successive**

Si è deciso di effettuare le analisi ed i confronti in quest'area in quanto è l'unica zona di cui si dispone un modello digitale del terreno (Digital Terrain Model, DTM) del periodo post-evento, ottenuto grazie alla collaborazione del Servizio Bacini Montani della Provincia di Trento, che ha effettuato un volo con drone dotato di apposita tecnologia di rilievo LiDAR e ha realizzato alcune ortofoto dell'area.

### **3.2. L'evento alluvionale del 1966 e successive opere di sistemazione idraulica**

Il torrente Chieppena, durante l'alluvione del 1966, si è reso responsabile di un evento di colata detritica che ha fortemente impattato le aree abitate poste sul conoide di deiezione. Come riportato da Dorigo (1969), l'area è stata soggetta ad intense precipitazioni in un lasso di tempo di circa 40 ore a cavallo tra il 3 ed il 4 novembre 1966. Le elevate precipitazioni (213,7 mm presso il pluviometro di Bieno) assieme ad una condizione già critica in termini di saturazione del suolo (Tonini, 1968), sono stati i principali fattori che hanno causato gli eventi di piena e trasporto massivo di sedimenti nell'area.

- L'evento del 1966 si è articolato in due fasi: 15.30 del 4/11/1966: colata detritica/flusso iperconcentrato innescato da collasso di una diga di sedimento e legname nei pressi della confluenza tra rio Fierollo e rio Gallina

- 19.30 del 4/11/1966: colata detrica granulare probabilmente innescata da collasso di una nuova diga di sedimento.

Il volume di deposito stimato in conoide, sotto forma di materiale grossolano e matrice sabbiosa, è attorno ai 950.000-1.000.000 m<sup>3</sup> (D'Agostino, 1996; Marchi e Cavalli, 2007). I depositi maggiori si sono registrati a valle dell'abitato di Villa fino alla confluenza con il fiume Brenta, distruggendo strade, aree coltivate, abitazioni e causando tre vittime.



**Figura 3.2.1: Massi depositati nell'abitato di Villa, comune di Villa Agnedo (foto di Faganello. Da Venzo e Largaiolli, 1968)**

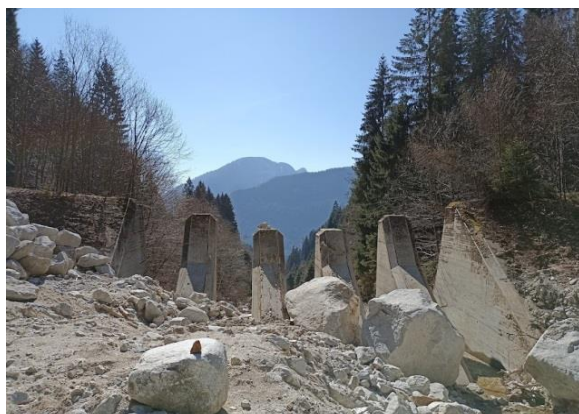
A seguito di un evento dalla magnitudo così elevata, negli anni successivi al 1966 sono state progettate e costruite numerose opere di controllo lungo tutto il canale del torrente Chieppena.

La maggior parte delle opere consiste in briglie di consolidamento in calcestruzzo armato, costruite tra la fine degli anni Sessanta e gli anni Settanta. Inoltre è presente una briglia filtrante, costruita agli inizi degli anni 1990 presso la confluenza dei rii Fierollo e Gallina. Le briglie di consolidamento sono costruite in serie lungo quasi tutto il canale del Chieppena, rendendo il torrente molto sistemato. La briglia filtrante, costruita in calcestruzzo armato, risulta essere l'unica del suo genere in questo bacino idrografico e ha delle dimensioni importanti:

- Altezza: 10,2 m
- Larghezza alla base: 25,0 m
- Larghezza al coronamento: 25,0 m

- Spessore alla base: 12,5 m
- Larghezza filtro: 1,9 m

Dall'archivio eventi e da quanto riportato dai tecnici del Servizio Bacini Montani di Trento, il torrente Chieppena non è stato più soggetto ad eventi di trasporto massivo simili a quello del 1966, tuttavia in occasione delle intense precipitazioni del 13 luglio 2021 è stata registrata per la prima volta l'attivazione della briglia filtrante in questione (Figura 3.2.3).



**Figura 3.2.2: La briglia filtrante, fotografata durante la visita tecnica di marzo 2022**



**Figura 3.2.3: La briglia filtrante in oggetto, fotografata alla fine dei lavori di costruzione (foto: Servizi Bacini Montani di Trento, 1991)**

### **3.3. Descrizione dell'evento pluviometrico del 13 luglio 2021**

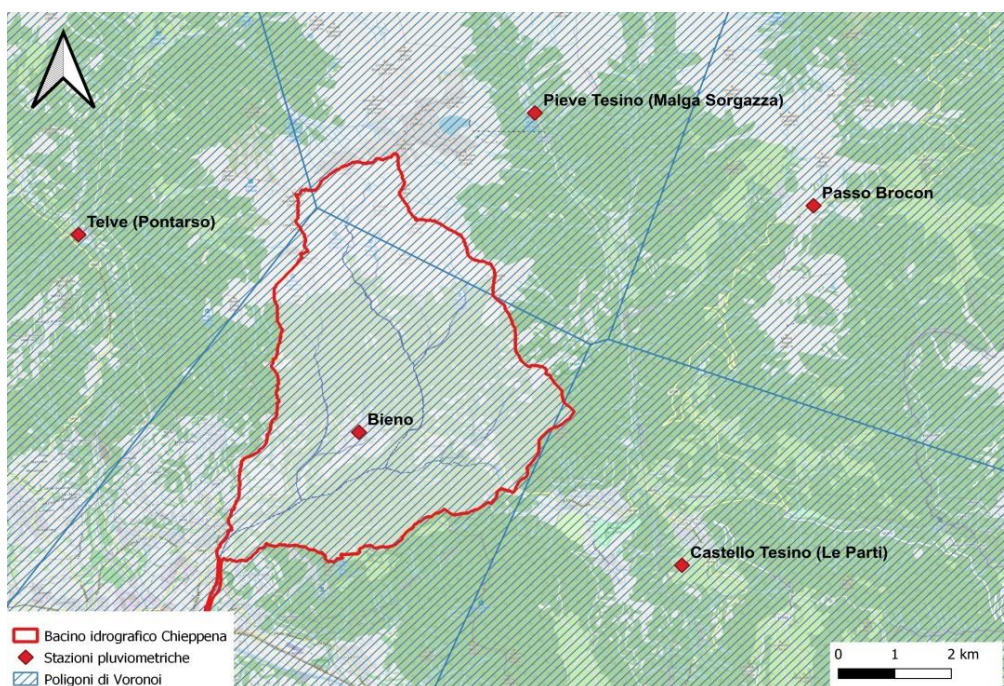
Il 13 Luglio 2021, a causa del transito di un minimo depressionario di origine atlantica proveniente dalla Francia, la maggior parte delle regioni del nord Italia è stata interessata da forti eventi temporaleschi. Lo stesso minimo depressionario si è reso responsabile, qualche giorno dopo, di precipitazioni straordinarie in alcune regioni della Germania, provocando forti alluvioni e centinaia di morti.

In Provincia di Trento l'evento si è manifestato nelle ore centrali della giornata con fenomeni sparsi e di debole/moderata intensità, per poi, nel corso del pomeriggio e della serata, divenire forti e molto forti a prevalente carattere temporalesco.

La zona del Trentino meridionale, in particolare la Valsugana e l'Alto Garda, sono tra i settori più colpiti da questo fenomeno, con precipitazioni iniziate attorno alle 12.00 e terminate, con qualche interruzione, attorno alle 23.00. La precipitazione cumulata riguardante l'evento è stata molto differente a seconda della zona: si registra una media di 30-50 mm per l'intero territorio provinciale,

mentre localmente si sono toccate punte 120,2 mm (Bieno) e 150,4 mm (Val di Sella, massima dell'evento), entrambe località in zona Valsugana. Proprio la Valsugana rappresenta l'area più colpita, con valori mediamente attorno agli 80-100 mm (Tognoni et al., 2021).

Per il reperimento dei dati di precipitazione riferiti all'area del bacino del Chieppena non è stato possibile fare affidamento su quelli provenienti dal radar meteorologico di Macaion (TN), gestito dalla struttura provinciale MeteoTrentino, in quanto proprio durante l'evento ha riportato dei malfunzionamenti dovuti a delle scariche elettriche atmosferiche. L'unica strada percorribile è stata quindi quella di affidarsi ai dati provenienti dalle stazioni meteorologiche della zona, delle quali quelle di Telve, di Pieve Tesino, di Castello Tesino e infine di Bieno risultano essere le più prossime al bacino del torrente Chieppena.



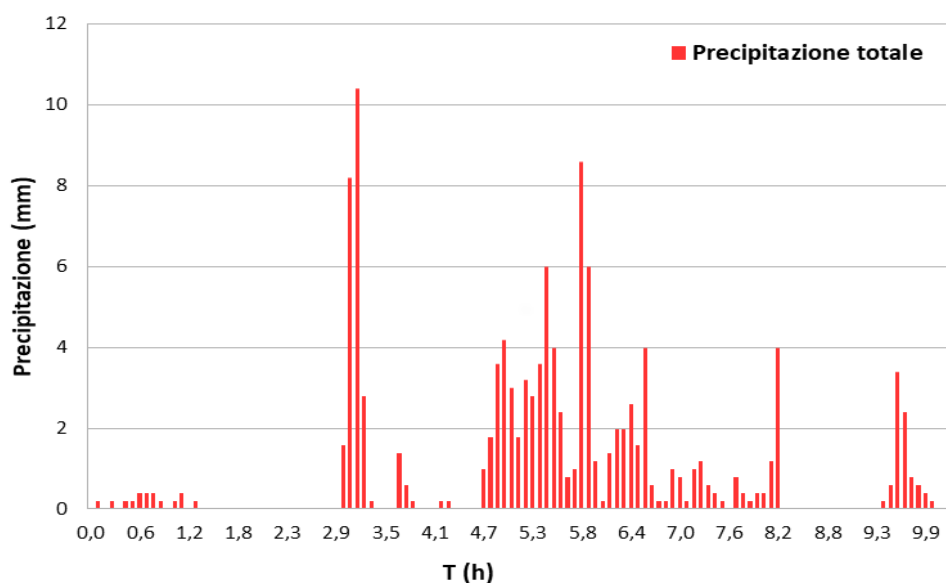
**Figura 3.3.1: Stazioni pluviometriche presenti nella zona del bacino idrografico del Chieppena e relativi poligoni di influenza**

Data la forte influenza dell'orografia locale sui fenomeni temporaleschi e l'estrema variabilità che le cumulate di precipitazione possono presentare a distanze anche ridotte, è stato deciso di utilizzare i dati provenienti dalla stazione meteorologica di Bieno, posizionata centralmente rispetto al bacino idrografico, come evidenziato in Figura 3.3.1. Le stazioni meteorologiche vicine hanno infatti registrato cumulate giornaliere alquanto diverse, visibili nella seguente tabella:

Stazione	mm
Telve (Pontarso)	107,4
Castello Tesino (Le Parti)	4,2
Pieve Tesino (Malga Sorgazza)	87,8
Passo Brocon	96,6
Bieno	120,1

**Tabella 1: Cumulate giornaliere del 14 luglio 2021 presso le stazioni meteorologiche nei pressi del bacino del torrente Chieppena (Fonte: Meteotrentino)**

Sul bacino del Chieppena le precipitazioni hanno avuto inizio alle ore 12.15 del 13 luglio, inizialmente con intensità leggera, seguite da una pausa di qualche ora e successivamente da una breve fase di 25 minuti in cui si registrano intensità molto elevate, fino a 124 mm/h, e una cumulata di 23,2 mm, con intensità media di 55,7 mm/h. Dalle 16.45 alle 20.20 si assiste alla fase più a lungo perturbata della giornata, nella quale si registra una cumulata 82,6 mm, un'intensità media di 23,1 mm/h, con picco massimo di 103 mm/h alle ore 18.00. Dalle ore 20.20 in poi seguirà una fase con assenza di precipitazioni e un breve scroscio che darà termine alle piogge alle ore 22.25. Nella giornata del 13 luglio, quindi, si registra una cumulata di 120,2 mm, caduti dalle 12.15 alle 22.25.



**Figura 3.3.2: Precipitazioni misurate presso la stazione pluviometrica di Bieno, cumulate ogni 5 minuti dal momento di inizio evento (12:15 del 13/07)**

### 3.4. Acquisizione ed elaborazione delle informazioni topografiche

Al fine di quantificare le erosioni e i depositi di sedimento causati dall'evento analizzato attraverso un confronto tra le topografie dell'alveo pre e post evento (realizzazione del Dem of Differences, DoD), sono state elaborate le nuvole di punti raccolte con tecnologia LiDAR prima e dopo il verificarsi dell'evento.

Per il DTM della situazione pre-evento è stato fatto affidamento ai dati in formato .LAS presenti sul Geoportale della Provincia di Trento, derivanti da rilievi realizzati nel 2014. Per il DTM post-evento è stata utilizzata la nuvola di punti, sempre in formato LAS, derivata da un volo LiDAR da drone effettuato nel mese di giugno 2022 dal Servizio Bacini Montani. I dati sono stati trattati utilizzando il pacchetto lidR del software R, e seguendo la procedura di seguito descritta:

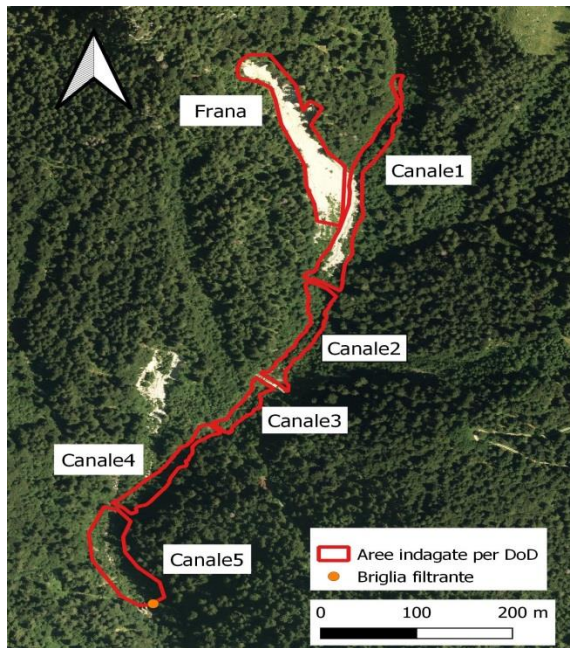
- a) Rimozione degli outliers tramite l'algoritmo SOR: viene calcolata, per ogni punto, la distanza media di tutti i punti vicini. I punti che sono più lontani della distanza media più n-volte la deviazione standard sono considerati outliers;
- b) Classificazione dei punti come "ground" e "no-ground" tramite l'algoritmo CSF: creazione di un DSM (Digital Surface Model) invertito e posa di una "tela virtuale" per interpolare le aree non omogenee del DSM;
- c) Calcolo raster con algoritmo TIN (risoluzione 1x1m): triangolazione dei punti classificati come "ground" e interpolazione lineare all'interno di ogni triangolo.

I DTM pre e post evento ottenuti hanno entrambi risoluzione della cella di 1m e le nuvole di punti non hanno necessitato di una coregistrazione in quanto l'allineamento secondo i tre assi è stato considerato soddisfacente, tramite la comparazione dei raster in aree stabili (tratti in roccia, briglie).

### **3.5. Realizzazione dei Dem of Differences**

Per la realizzazione di un Dem of Differences (DoD) della zona di bacino evidenziata in Figura 6, è stato utilizzato il software GCD 7 (Geomorphic Change Detection) (Wheaton et al., 2010): tramite l'inserimento di DTM pre e post evento è in grado di stimare le differenze di quota e quindi di volume verificatesi durante l'evento, fornendo informazioni sull'errore.





**Figura 3.5.1: Area indagata tramite DoD, su ortofoto pre evento**



**Figura 3.5.2: Area indagata tramite DoD, su ortofoto post evento**

In fase di analisi, prima di impiegare il software GCD 7, è stato usato il software Qgis, per l'identificazione e la perimetrazione delle aree di interesse e la creazione di un DoD provvisorio. Il motivo per cui non ci si è basati su questo DoD provvisorio per la quantificazione dei depositi e degli scavi risiede nel fatto che non sarebbe stato possibile quantificare il livello di incertezza dell'operazione, intrinsecamente influenzata dagli errori di rilievo del LiDAR aviotrasportato. Ogni DTM acquisito tramite questa tecnologia è affetto, infatti, da errori di allineamento verticale tipici dell'apparecchiatura: il software Qgis non permette di prendere in considerazione tali errori, mentre il software GCD 7 lo consente.

In primo luogo, quindi, è stato necessario delimitare con adeguata precisione le singole aree da includere nell'indagine, andando a confrontare visivamente l'ortofoto ottenuta dal rilievo con drone del 2022 e un DoD provvisorio, creato con il tool Qgis "Calcolatore raster" e sottraendo ai valori di quota del DTM rilevato nel 2022 quelli del DTM rilevato nel 2014 - con. Durante questa operazione sono state perimetrate le aree all'interno del canale, all'interno dell'area di frana e quelle in cui il cambio di quota registrato dal DoD provvisorio trovava un riscontro visivo nell'ortofoto (Pitscheider et al., 2022). In particolare, sono state delimitate le seguenti aree, evidenziate anche in Figura 3.5.1 e 3.5.2:

- Area di frana in destra idrografica del Rio Gallina
- Tratti di canale tra due briglie di consolidamento consecutive

- Tratto tra la briglia filtrante e la briglia di consolidamento presente a monte

Successivamente, dopo aver ritagliato i DTM pre e post-evento sui vettoriali delimitati, si è utilizzato il software GCD 7 per la creazione di un DoD definitivo.

Un aspetto fondamentale per la creazione di un DoD è la considerazione dell'errore intrinseco dei rilievi effettuati tramite tecnologia LiDAR aviotrasportata o montata su drone. L'errore è causato principalmente dal livello di accuratezza orizzontale e verticale dei rilievi LiDAR e dai risultati dei processi di filtraggio e classificazione effettuati per rimuovere punti "non-ground" dalle nuvole ottenute (Bossi et al., 2015).

Data la difficoltà nella stima dell'incertezza dei singoli DTM, è stato utilizzato un approccio che considera un valore uniforme per entrambi: se il cambio di quota rilevato tra i DTM pre e post evento è maggiore di un valore soglia allora viene considerato come effettivo cambio di quota, altrimenti viene considerato come errore strumentale. Il calcolo di questo valore (minimum level of detection,  $\min\text{LoD}$ ) è stato effettuato tramite la formula di Brasington et al. (2003), secondo cui gli errori dei singoli DTM possono essere propagati nel DoD come:

$$(3) \delta\mu\text{DoD} = \sqrt{(\delta z\text{New})^2 + (\delta z\text{Old})^2}$$

dove  $\delta z\text{New}$  e  $\delta z\text{Old}$  sono rispettivamente l'errore del DTM post-evento e l'errore del DTM pre-evento, mentre  $\delta\mu\text{DoD}$  è l'errore propagato nel DoD.

Per questa analisi è stata seguita la metodologia proposta da Cavalli e Tarolli (2011). Gli errori considerati sono stati di 0,2 m per il DTM pre-evento, il cui rilievo è datato 2014, e di 0,1 m per il DTM post-evento. L'errore da propagare quindi per il DoD è pari a 0,22 m.

Dopo l'inserimento nel software dei due DTM e l'impostazione della soglia di considerazione per il cambio di quota tra DTM, il software GCD restituisce in output un raster che rappresenta il cambio di quota per ogni singola cella, e delle cartelle di lavoro Excel che riportano i cambiamenti a livello di quota, di volume e di area interessata dal fenomeno di scavo o di riporto. Sono inoltre prodotti dei grafici che sintetizzano i dati ottenuti.

### 3.6. Analisi idrologica con Kinematic Local Excess Model

È importante, al fine di comprendere l'ordine di grandezza dell'evento di colata detritica verificatosi, avere un inquadramento della forzante idrologica in gioco: tramite un idrogramma affidabile è possibile dedurre l'andamento nel tempo della portata di una colata detritica e della concentrazione solido-liquida dell'evento.

L'idrogramma dell'evento è stato realizzato tramite l'applicativo OpenKlem, presente come plugin nel software OpenJump, che utilizza il modello idrologico concettuale Kinematic Local Excess Model (KLEM) (Cazorzi e Dalla Fontana, 1993).

Il Kinematic Local Excess Model è un modello idrologico spazialmente distribuito, basato sulla disponibilità di informazioni raster riguardanti la morfologia del bacino idrografico (DTM) e le proprietà del suolo e della vegetazione.

Il KLEM quindi utilizza il modello SCS – Curve Number (U.S. Department of Agriculture, 1986), applicato cella per cella in un DTM, per il calcolo della pioggia efficace distribuita, ed un metodo cinematico per la propagazione della pioggia efficace alla data sezione di chiusura (Borga et al., 2007).

Il metodo SCS – Curve Number sfrutta l'equazione del bilancio idrologico per stabilire la parte di pioggia lorda ( $P_1$ ) che si tramuta in pioggia efficace (PE), secondo la seguente equazione:

$$(4) PE = (P_1 - IA) \times \frac{F}{S}$$

dove PE = pioggia efficace

$P_1$  = pioggia lorda

IA = perdite iniziali

F = volume infiltrato

S = volume specifico di saturazione del suolo

Assumendo  $F = P_1 - IA - PE$ , e considerando la condizione per cui se  $P_1 < IA$  allora la pioggia efficace è nulla, è possibile riscrivere l'equazione 5 come segue:

$$(5) PE = \frac{(P_1 - IA)^2}{(P_1 - IA + S)}$$

Il valore di IA è solitamente compreso tra  $0,1 \times P_1$  e  $0,2 \times P_1$ , e rappresenta la quantità di precipitazione lorda che non va in deflusso, mentre il valore di S dipende dalla matrice geologica e dalle caratteristiche del suolo e viene calcolato secondo la seguente formula, dipendente dal Curve Number, un parametro che descrive la permeabilità del suolo:

$$(6) S = S_0 \left( \frac{100}{CN} - 1 \right)$$

dove

$S_0$  = fattore di scala (pari a 254 mm)

CN = compreso tra 0 (suolo totalmente permeabile) e 100 (suolo impermeabile)

Il valore del CN dipende a sua volta dalla capacità di infiltrazione del suolo, dall'uso del suolo, dalle condizioni di drenaggio e dalle condizioni di partenza di saturazione del suolo (Antecedent Moisture Condition, quantità di precipitazione caduta nei 5 giorni precedenti all'evento).

Il metodo cinematico per la propagazione dei deflussi è basato inizialmente sull'identificazione del percorso che il deflusso segue fino alla sezione di chiusura e sulla divisione delle celle del DTM in celle di versante e celle di canale.

Viene quindi creato il raster dell'area drenata, che per ogni cella restituisce tramite cifra il valore delle celle che drenano in essa, seguendo la direzione di massima pendenza e tramite una soglia, vengono distinte le celle di versante e quelle appartenenti al reticolo idrografico. Il deflusso è quindi calcolabile, a data sezione di chiusura, come:

$$(7) Q(t) = \int_A q [t - \tau(x), x] dx$$

dove

$A$  = area drenata fino a tale punto ( $\text{km}^2$ )

$q(t,x)$  = deflusso all'istante  $t$  e al punto  $x$  ( $\text{m}^3/\text{s}$ ),

$\tau(x)$  = tempo di percorrenza tra punto  $x$  e sezione di chiusura (s)

A sua volta il tempo di percorrenza  $\tau(x)$  è calcolabile come:

$$(8) \tau(x) = \frac{L_h(x)}{v_h} + \frac{L_c(x)}{v_c}$$

dove

$L_h(x)$  = distanza tra punto  $x$  e reticolo idrografico secondo la massima pendenza

$L_c(x)$  = distanza tra ingresso del deflusso nel reticolo idrografico e sezione di chiusura

$v_h$  = velocità di versante (m/s)

$v_c$  = velocità di canale (m/s)

All'interno del KLEM è presente inoltre un modello per il calcolo del deflusso di base ( $Q_b$ ), ovvero quella componente di precipitazione che si infiltra e perviene alla sezione di chiusura tramite percorsi profondi, che hanno meccanismi di risposta molto diversi dal deflusso superficiale. Esso viene quindi modellato tramite la creazione di un serbatoio virtuale, il quale volume iniziale  $V_0$  dipende dalla portata iniziale  $Q_0$ , che si svuota in maniera costante e viene alimentato dalla precipitazione infiltrata. L'equazione che governa il deflusso di base risulta quindi:

$$(9) Q_b(t) = V(t) \times C_{es}$$

dove

$V(t)$  = Volume del serbatoio virtuale al tempo  $t$  ( $m^3$ ),

$C_{es}$  = costante di esaurimento ( $s^{-1}$ )

Ad ogni step temporale quindi il serbatoio virtuale incrementa il proprio volume tramite la quantità di acqua infiltrata e si svuota della quantità in uscita dall'invaso. La gestione del serbatoio virtuale, in OpenKlem, può essere effettuata in maniera distribuita (*distributed*) oppure concentrata (*lumped*).

Nelle simulazioni effettuate, nei riguardi del modello SCS – Curve Number, in input è stata utilizzata una mappa del Curve Number relativa al territorio della Provincia di Trento disponibile in risoluzione 10x10m sul Geocatalogo Provinciale. La mappa è stata in seguito portata ad una risoluzione spaziale di 1x1m al fine di poterla utilizzare assieme al DTM pre-evento, con risoluzione analoga, per le simulazioni idrologiche tramite OpenKlem.

L'applicativo OpenKlem presente all'interno del software OpenJump permette quindi di ottenere un idrogramma dell'evento tramite l'inserimento dei dati di pioggia, di una mappa del Curve Number e di un DTM avente la stessa risoluzione e dimensione. L'applicativo inoltre richiede come input la sezione di chiusura presso cui si vuole ottenere l'idrogramma, oltre a diversi parametri definiti di "Cinematica semplice", descritti in Tabella 2 e 3.

Le simulazioni idrologiche riportate riguardano due sottobacini differenti: la prima il sottobacino del rio Fierollo, dove si è posto il probabile innesco della colata detritica, la seconda il sottobacino del rio Gallina, per comprenderne il contributo e l'influsso sulla dinamica dell'evento.

Il dato di area di soglia è stato calibrato rispetto ai dati di default tramite una comparazione visiva tra ortofoto 2022 e il raster dell'area drenata, ed è stato stimato pari a  $0,03 \text{ km}^2$ .

I dati di velocità di canale e di velocità di versante sono stati calcolati, tratto per tratto, con le seguenti formule (D'Agostino, 2020):

$$(10) \quad V_{\text{canale}} = 5 \times i_{\text{canale}}^{0,5}$$

$$(11) \quad V_{\text{versante}} = 0,1 \times i_{\text{versante}}^{0,5}$$

dove

$i$  = pendenza media (m/m)

In output viene restituito un foglio di calcolo in formato .ODS, consultabile e modificabile tramite Excel, che riporta i parametri di input precedentemente descritti, la quota di area contribuente, la pioggia efficace per i singoli intervalli temporali e l'idrogramma calcolato.

Parametri simulazione rio Fierollo	
Initial abstractions	0,1 x S
AMC	III
CN apparente	76,6
Area bacino (km <sup>2</sup> )	2,805
Area contribuente (%)	100
Velocità canale (m/s)	3,5
Velocità versante (m/s)	0,1
Area di soglia (km <sup>2</sup> )	0,03
Portata iniziale (m <sup>3</sup> /s)	0,14
Costante esaurimento (s <sup>-1</sup> )	6 x 10 <sup>-6</sup>

Parametri simulazione rio Gallina	
Initial abstractions	0,1 x S
AMC	III
CN apparente	76,9
Area bacino (km <sup>2</sup> )	5,077
Area contribuente (%)	100
Velocità canale (m/s)	2,9
Velocità versante (m/s)	0,078
Area di soglia (km <sup>2</sup> )	0,03
Portata iniziale (m <sup>3</sup> /s)	0,25
Costante esaurimento (s <sup>-1</sup> )	6 x 10 <sup>-6</sup>

Tabella 2 e Tabella 3: Parametri simulazioni idrologiche su rio Fierollo e rio Gallina

Dalla visita in campo non è stato possibile stabilire se sul rio Gallina si siano verificati o meno fenomeni di trasporto solido intenso o colate detritiche, tuttavia è risultato evidente come la situazione dell'alveo nei pressi della confluenza con il rio Fierollo non ci siano state modificazioni significative rispetto alla situazione pre evento. Si presuppone quindi che il rio Gallina abbia contribuito all'evento con la sola portata liquida, senza dare luogo a immissioni importanti di materiale solido. Per questo motivo viene svolta un'analisi idrologica anche su questo sottobacino, al fine di comprendere quale può essere stata l'evoluzione dell'evento a valle della confluenza dei due rii.

### 3.7. Relazione pendenza-erosione e analisi statistica

La relazione tra pendenza ed erosione è stata indagata sottoponendo ad analisi numerica e statistica i dati provenienti dai Dem of Differences e dai file raster della pendenza del bacino idrografico, per evidenziare una correlazione statisticamente significativa tra queste due variabili.

I dati utilizzati per tali analisi fanno riferimento a diverse scale spaziali: di singola cella, di tratto longitudinale, di sezione trasversale generica e di sezione trasversale posta a valle delle briglie di consolidamento.

Il test statistico scelto è il test di Spearman, che prevede il calcolo dell'indice di correlazione di Spearman ( $\rho_S$ ), ovvero una misura statistica non parametrica della correlazione che non misura una relazione lineare come il simile indice di Pearson, bensì quanto una relazione tra due variabili possa essere descritta da una funzione monotona. Una funzione si dice quindi monotona quando risulta essere sempre crescente o sempre decrescente.

A livello pratico, il test di Spearman può essere eseguito soltanto se le seguenti condizioni vengono rispettate: le due variabili devono essere quantitative o qualitative ordinali, appaiate sugli stessi casi e deve esistere una relazione monotona tra di esse.

Il procedimento di calcolo avviene tramite la divisione dei dati in ranghi, ovvero assegnando ad ogni valore delle due variabili un numero, partendo con l'assegnare il numero intero più piccolo, cioè 1, ai due valori più bassi delle due serie di dati. Si procede assegnando i ranghi in ordine crescente.

Il calcolo del coefficiente di correlazione di Spearman avviene quindi con la seguente formula:

$$(13) \quad \rho_S = 1 - \frac{6 \sum_i D_i^2}{N(N^2-1)}$$

Dove  $N$  è il numero complessivo delle osservazioni e  $D_i$  è uguale a:

$$(14) \quad D_i = r_i - s_i$$

essendo  $r_i$  e  $s_i$  rispettivamente i ranghi della prima e della seconda variabile della  $i$ -esima osservazione.

Ottenuto quindi il valore di  $\rho_S$ , per verificarne la significatività statistica è necessario ricercare tale valore nelle apposite tavole di  $\rho_S$  per il rispettivo  $N$  ed il valore della significatività, in questo caso posta a 0,950. Se il valore di  $N$  supera le trenta unità, come in tutti i casi analizzati, è necessario trasformare il valore di  $\rho_S$  in  $z$  secondo la formula (13):

$$(15) \quad z = \rho S \times \sqrt{N-1}$$

Il valore di  $z$  va quindi ricercato nelle tavole di valori critici per la distribuzione casuale normale.

Il valore atteso di  $\rho S$  ricercato in queste analisi dovrebbe avere modulo negativo: verrebbe evidenziata la relazione per cui all'aumentare della pendenza diminuirebbe l'accumulo, quindi aumenterebbe lo scavo.

La fonte di dati necessari alle analisi in questione ha richiesto tuttavia una elaborazione preventiva tramite i software Qgis ed Openjump, in quanto i valori ricercati sono disponibili alla consultazione diretta ma non è possibile esportarli sui software Microsoft Excel e Infostat, utili alla riorganizzazione dei dati, al calcolo numerico e all'analisi statistica.

Il software Qgis ed il software OpenJump permettono di svolgere le medesime elaborazioni, con riferimento a tale analisi, tuttavia, per comodità di utilizzo e di facilità di consultazione dei dati, le operazioni *a* e *c* dell'elenco che segue sono state effettuate tramite il software OpenJump.

Di seguito quindi le operazioni svolte:

- a) Conversione dei file raster DoD in vettori multipuntuali (formato .SHP): ogni punto corrisponde ad una singola cella e riporta il valore del cambio di quota registrato nel DoD;
- b) Creazione di una carta delle pendenze delle aree specifiche e conversione del raster in vettore multipuntuale, cosicché ogni punto riporti il valore di pendenza della singola cella;
- c) Unione dei files multipuntuali per ottenere una tabella attributi contenente sia il valore di pendenza della singola cella che il relativo valore di variazione di quota.

Dai file creati è stato quindi possibile prelevare i dati ricercati, rispettivamente:

- Valori di tutte le celle presenti;
- Valori delle celle presenti lungo due tratti longitudinali (*Long-1* e *Long-2*) dove insistono portate liquide considerate uniformi;
- Valori di erosione/deposito delle celle presenti sulle sezioni trasversali "generiche", poste a circa 50-60 m l'una dall'altra;
- Valori di erosione/deposito delle celle presenti sulle sezioni trasversali a valle delle briglie di consolidamento e del salto di roccia presente;

I tratti longitudinali sono stati individuati tramite la consultazione delle ortofoto post evento e del raster dell'area drenata, al fine di individuare il percorso del canale principale.

La pendenza per le sezioni trasversali è stata presa sulla base della pendenza di un tratto, comprendente le singole sezioni, di lunghezza pari a due volte la larghezza dell'alveo.



Le sezioni trasversali a valle delle briglie sono state selezionate nel punto in cui si registra maggior erosione all'interno di un range di distanza dalla briglia, calcolato come il doppio del risultato di una relazione utilizzata per la definizione del punto di massimo scavo a valle di una briglia (D'Agostino, 2020):

$$(16) \quad L = 3,55 \times \left( \sqrt[3]{\frac{q^2}{g}} \right) + 0,34 \times z$$

dove

q = portata unitaria (m<sup>3</sup>/s)

g = accelerazione di gravità (m/s<sup>2</sup>)

z = altezza briglia (m)

È stata considerata anche la sezione trasversale alla base di un salto di roccia presente nel tratto di alveo esaminato in quanto le condizioni, in termini di energia cinetica del flusso, sono paragonabili a quelle che si verificano alla base di una briglia di consolidamento.

### **3.8. Ricostruzione volumi depositati a monte della briglia filtrante**

Per stimare il volume accumulato a monte della briglia filtrante si è applicata la seguente metodologia, che necessita dell'utilizzo di Microsoft Excel e del plugin "*Profile Tool*" del software Qgis. La procedura seguita viene di seguito descritta:

- Stima dell'altezza di accumulo sulla briglia filtrante tramite indagine fotografica e consultazione delle specifiche progettuali dell'opera
- Stima della pendenza di accumulo tramite indagine sugli accumuli osservati in corrispondenza delle briglie interessate a monte e consultazione di immagini post evento
- Estrazione del profilo longitudinale di fondo dell'area interessata e sovrapposizione del profilo di accumulo con altezza e pendenza determinate dalle analisi effettuate nei punti precedenti
- Estrazione delle sezioni trasversali in corrispondenza di evidenti cambi di forma del canale
- Calcolo dell'altezza e dell'area di deposito nelle singole sezioni, in base alla pendenza di deposito e alla distanza tra sezione e briglia filtrante
- Calcolo del volume depositato tra una sezione e la successiva, come media tra le aree di deposito moltiplicata per la distanza orizzontale tra una sezione e l'altra
- Somma dei volumi ottenuti

Nella seguente tabella vengono riassunti i fattori principali del calcolo effettuato:

Deposito briglia filtrante	
Altezza deposito alla briglia (m)	6,5
Pendenza di deposito (°)	6,5
Numero sezioni trasversali	8
Lunghezza profilo di deposito (m)	106

**Tabella 4: Dati per ricostruzione del volume di sedimento depositato a monte della briglia filtrante**

### 3.9. Calcolo del debrisgramma con metodo idrologico

Per stimare la portata solido-liquida di un evento di colata detritica viene utilizzato l'approccio, cosiddetto idrologico-volumetrico, proposto da Takahashi (1991), che può essere applicato previo calcolo della concentrazione solida di equilibrio della colata in movimento ( $C_v$ ).

Secondo questo metodo la portata totale della colata ( $Q_c$ ) è calcolabile tramite la seguente formula:

$$(17) \quad Q_c = \left( \frac{C^*}{C^* - C_v} \right) \times Q'$$

dove

$C^*$  = concentrazione di massimo impaccamento

$C_v$  = concentrazione solida di equilibrio

$Q'$  = portata liquida di innesco ( $m^3/s$ )

La concentrazione di massimo impaccamento è la concentrazione del sedimento prima che sia interessato dall'innesco della colata e ha un valore di 0,65.

Si presuppone quindi che prima dell'innesco della colata i sedimenti siano totalmente saturi e raggiungano la concentrazione di massimo impaccamento: al momento dell'innesco un apporto di portata liquida fa abbassare la concentrazione solida degli stessi e quindi li mette in movimento data la loro maggiore mobilità. Più alta sarà la concentrazione di equilibrio, tanto più materiale solido sarà preso in carico dalla colata durante il suo tragitto, tuttavia è stato posto un limite dinamico a tale concentrazione, pari a  $0,9C^*$ . Oltre a dato livello infatti la colata non potrebbe continuare il suo moto.

La concentrazione solida di equilibrio di una colata può essere espressa in funzione della pendenza del luogo in cui avviene l'innesco ( $i = \tan\beta$ ) e dell'angolo di attrito statico dei sedimenti ( $\tan\phi$ ).

Le formule proposte e utilizzate per il calcolo della concentrazione di equilibrio sono le seguenti:

$$(18) \quad C_v = \frac{\rho \times \tan \beta}{(\rho_s - \rho) \times (\tan \phi - \tan \beta)}$$

dove

$\rho$  = densità acqua ( $\text{kg/m}^3$ )

$\rho_s$  = densità sedimenti ( $\text{kg/m}^3$ )

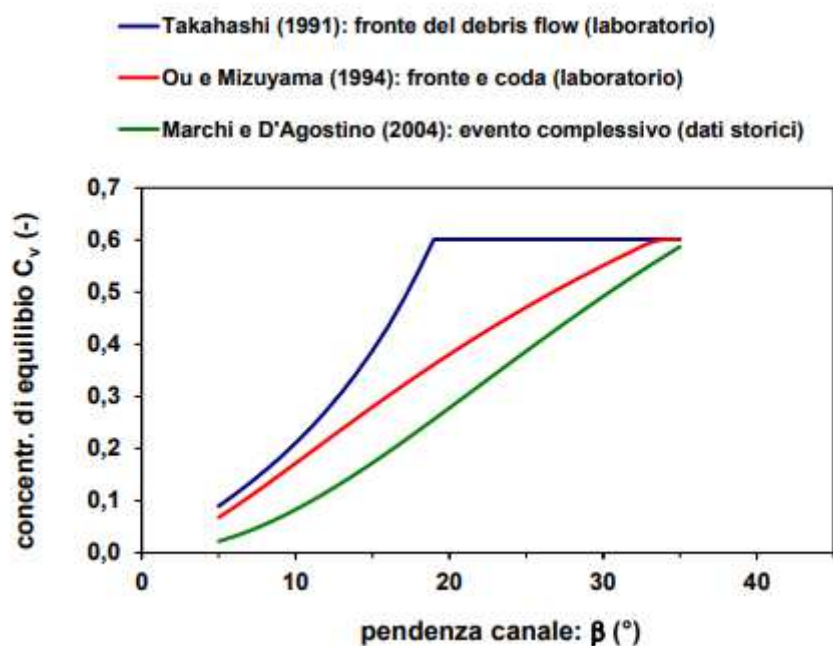
$\tan \beta$  = pendenza area di innesco (m/m)

$\tan \phi$  = angolo attrito sedimenti (m/m)

$$(19) \quad C_v = \frac{4,3 \times C^* \times (\tan \beta)^{1,5}}{1 + 3 \times C^* \times (\tan \beta)^{1,5}}$$

$$(20) \quad C_v = \frac{2,9 \times (\tan \beta)^2}{1 + 2,9 \times (\tan \beta)^2}$$

La formula (18), proposta da Takahashi (1991), è stata sviluppata per il fronte della colata ed infatti fornisce i valori più elevati di concentrazione di equilibrio. Tale relazione assume il valore massimo per pendenze intorno ai  $20^\circ$ , pari a  $0,9C^*$ , valore che viene assunto quindi come costante in caso di pendenze più alte.



**Figura 3.9.1: Concentrazione solida volumetrica di una colata detritica in funzione della pendenza del canale (D'Agostino, 2020)**

La formula (19) è stata proposta da Ou-Mizuyama (1994) come espressione sperimentale e vale per la colata nel suo complesso, considerando sia il fronte che la coda della colata, tipicamente più

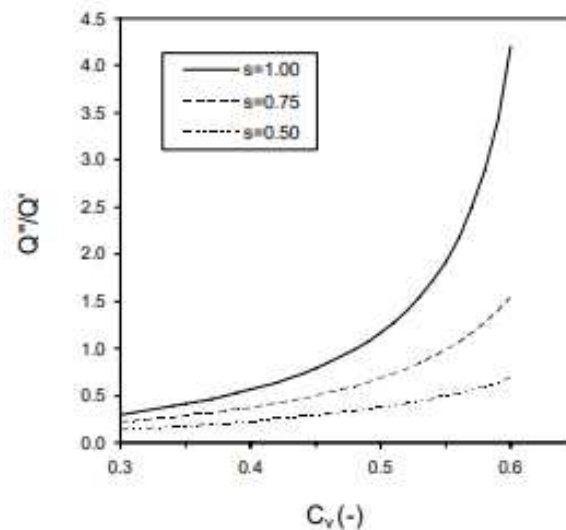
liquida e con una concentrazione solida più bassa. Al contrario della formula (18), fino al raggiungimento del valore massimo di concentrazione solida, non presenta alcun punto di discontinuità e quindi restituisce valori differenti di concentrazione di equilibrio al variare della pendenza.

La formula (20), presentata da D'Agostino e Marchi (2004), è di origine sperimentale e si basa sull'osservazione e analisi di 127 eventi di colata detritica avvenuti sulle Alpi orientali. È quindi una formula a scala di evento, che si avvicina per risultati e per forma all'equazione 13.

Dopo aver calcolato la concentrazione di equilibrio con una delle precedenti relazioni, si calcola quindi la portata della colata detritica utilizzando la formula (17).

La portata della colata detritica è quindi formata da tre componenti: dalla portata liquida ( $Q'$ ), dal volume solido prelevato dalla colata ( $Q_s$ ) e dalla quantità di acqua liberata al momento della presa in carico dei sedimenti saturi ( $Q''$ ).

Il volume di acqua "liberata", in caso di sedimenti saturi, può assumere valori fino a  $0,6 Q'$  e quindi non è assolutamente trascurabile.



**Figura 3.9.2: Rapporto tra portata liquida liberata ( $Q''$ ) e portata liquida innescante ( $Q'$ ) in funzione della concentrazione solida volumetrica ( $C_v$ ) per tre diversi gradi di saturazione ( $s$ ) (D'Agostino, 2020)**

I debrisgrammi riportati in seguito sono stati ottenuti tramite l'applicazione dell'equazione 16, ovvero la formula di D'Agostino e Marchi (2004) a scala di evento, in quanto è stata studiata nella stessa regione geografica del Chieppena, ovvero le Alpi Orientali.

L'equazione (20), in caso di un approccio tradizionale, viene applicata calcolando una portata critica di innesco della colata detritica, tuttavia nel caso in questione si è proceduto in maniera iterativa, cercando quindi di ottenere una volumetria totale dell'evento che si avvicinasse al dato di

volume accumulato a monte della briglia filtrante, il cui processo di stima è spiegato nel capitolo 2.8.

L'unico dato di input necessario per l'applicazione dell'equazione (20) risulta quindi essere la pendenza del canale nella zona di innesco, pari a  $17,5^\circ$  per il tratto individuato, calcolata come pendenza media del tratto eroso compreso tra prima e seconda briglia di consolidamento (Figura 4.2.3).

### 3.10. Calcolo del trasporto solido di fondo

La relazione utilizzata per il calcolo del trasporto solido associato all'idrogramma è la relazione di Smart e Jaeggi (1983). Tale formula si riferisce alla capacità di trasporto sviluppabile da un corso d'acqua, basata su esperienze di laboratorio e relativa anche a correnti iperconcentrate. La scelta di utilizzare questa relazione è stata suggerita dalla tipologia di eventi verificatisi nel bacino del torrente Chieppena.

Secondo quanto riportato da Marchi e Cavalli (2007), il bacino in questione è stato interessato, dal 1757 al 1966, da dieci eventi di cui è stato possibile ricostruire la tipologia di trasporto: quattro di questi sono stati classificati come colate detritiche mentre sei come correnti iperconcentrate. Proprio la tendenza a eventi di questo tipo, caratterizzati da minori concentrazioni solide ed un tipo di trasporto più selettivo rispetto alle colate detritiche, ha suggerito l'applicazione di questo metodo, oltre al fatto che è stato applicato al fine di ricostruire l'evento alluvionale del 1966, nello stesso bacino idrografico, da D'Agostino et al. (2008).

La capacità di trasporto della portata liquida è stata quindi calcolata tramite l'equazione semplificata di Smart e Jaeggi (1983), secondo la quale:

$$(21) \quad Q_s = 2,5 \times Q_l \times S^{1,6}$$

dove

$$Q_s = \text{portata solida (m}^3/\text{s)}$$

$$Q_l = \text{portata liquida (m}^3/\text{s)}$$

$$S = \text{pendenza (m/m)}$$

Per convertire il dato di portata solida in volume solido trasportato nell'intervallo temporale scelto, vengono sommati i volumi solidi trasportati calcolati per ogni intervallo temporale in cui è stato discretizzato l'idrogramma, pari a 5 minuti, secondo la seguente formula:

$$(22) \quad V_{s-t} = \frac{(Q_{s-n} + Q_{s-n+t})}{2} \times (t)$$

dove

$V_{s-t}$  = volume solido trasportato nell'intervallo temporale  $t$  ( $m^3$ )

$Q_{s-n}$  = portata solida momento  $n$  ( $m^3/s$ )

$Q_{s-n+t}$  = portata solida al momento  $n + t$  ( $m^3/s$ )

$t$  = time step idrogramma (s)

Solitamente l'equazione (19) viene applicata tramite il precedente calcolo di una portata liquida critica per la quale il trasporto solido ha inizio, tuttavia nel caso proposto verrà utilizzata per stimare le portate solide nei momenti vicini al picco di portata liquida, nei quali si suppone che possa essersi verificata la colata detritica responsabile dell'occlusione del filtro della briglia filtrante e dell'accumulo dei volumi stimati.

Il procedimento qui spiegato quindi non va a negare il verificarsi di un trasporto solido nelle fasi non di picco dell'idrogramma, tuttavia, tramite questo accorgimento, il materiale fine trasportato e passato attraverso il filtro della briglia interessata non viene conteggiato nella stima dei volumi.

## 4. Risultati

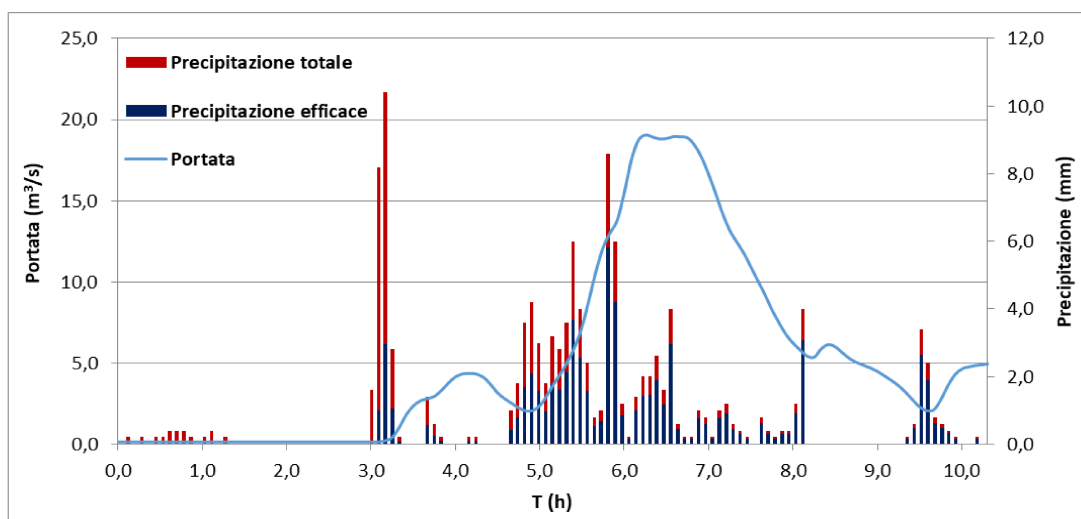
### 4.1. Analisi idrologica

In primo luogo il modello KLEM restituisce una sintesi dei parametri di input inseriti per la simulazione idrologica e definisce la quota di precipitazione totale che, depurata dalle *initial abstractions* e dall'infiltrazione del terreno, diventa precipitazione efficace, quindi deflusso.

La precipitazione efficace risulta essere pari a 66,6 mm, quindi circa il 56% della precipitazione totale caduta (120,4 mm).

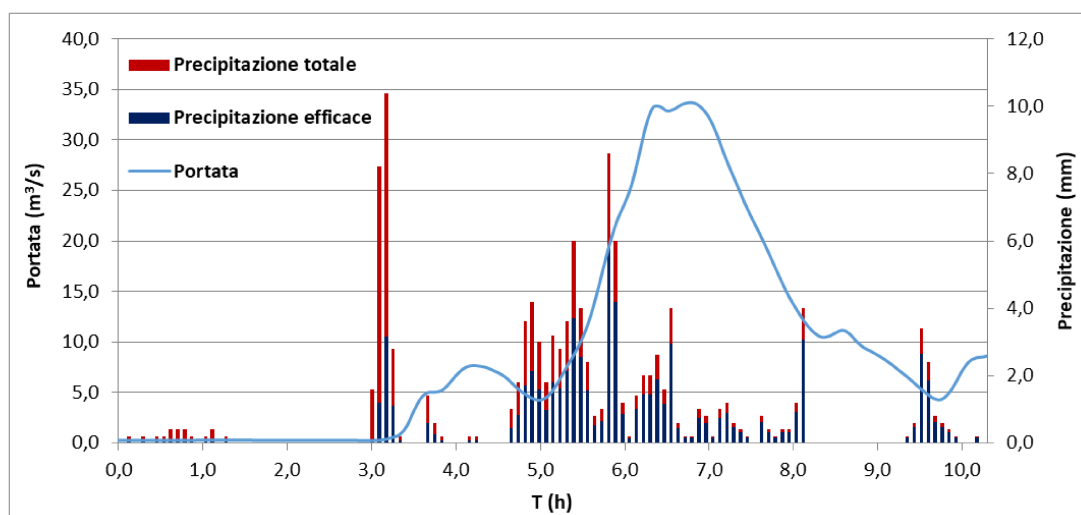
Nelle figure 4.1.1 e 4.1.2 si può notare, attraverso il confronto tra precipitazione totale e precipitazione efficace, come il modello rappresenti l'infiltrazione dell'acqua nel terreno e come questo fattore sia di sostanziale importanza al fine del calcolo di un idrogramma.

Per la simulazione riguardante il rio Fierollo, il modello restituisce in output un idrogramma caratterizzato da un picco principale di portata liquida, pari a  $19,05 m^3/s$  all'ora 6,25, in risposta ad un'intensa fase di precipitazioni verificatesi tra le 5 e le 6 ore dall'inizio dell'evento meteo. In questo lasso temporale di circa 1,16 ore risultano caduti 44,4 mm di precipitazione, con un tasso di conversione medio in pioggia efficace del 55%. L'intensità delle precipitazioni in questo intervallo varia da 2,4 mm/h a 103 mm/h, con una media di circa 40,4 mm/h per una durata di 1,16 ore.



**Figura 4.1.1: Ietogramma misurato e idrogramma simulato con modello KLEM per il rio Fierollo**

Per quanto riguarda il rio Gallina invece, a parità di precipitazioni ed intensità delle stesse, si registra un picco massimo di portata pari a  $33,7 \text{ m}^3/\text{s}$  all'ora 6,75, a fronte di un'area drenata maggiore di  $2,3 \text{ km}^2$  rispetto a quella del rio Fierollo.



**Figura 4.1.2: Ietogramma misurato e idrogramma simulato con modello KLEM per il rio Gallina**

La forma degli idrogrammi, visibile nelle Figure 4.1.1 e 4.1.2, è molto simile in quanto le precipitazioni sono considerate uniformi per tutto il bacino idrografico, come anticipato nel capitolo 3.3.

I parametri cinematici per le due simulazioni variano in termini di velocità di canale e di versante, rispettivamente 0,1 m/s e 3,5 m/s per il rio Fierollo, 0,078 m/s e 2,9 m/s per il rio Gallina, Si nota uno scarto temporale di 0,5 ore tra le due portate massime stimate, tuttavia è importante la presenza, in entrambi gli idrogrammi, di una fase di 45-50 minuti in cui le portate stimate restano molto simili alla portata di piena. I picchi centrali degli idrogrammi vanno quindi a sovrapporsi, generando a valle della confluenza una portata attorno ai 50 m<sup>3</sup>/s per un lasso temporale di 0,75 ore.

#### **4.2. Risultati ottenuti dai Dem of Differences**

L'area totale per la quale sono stati creati dei Dem of Differences è di 24642 m<sup>2</sup>: l'81,9% di quest'area, ovvero 20194 m<sup>2</sup>, è stato interessato da processi di erosione oppure di deposito. La superficie analizzata è composta per il 29,8% (7353 m<sup>2</sup>) da un'area di frana mentre la restante parte rientra nell'alveo del torrente Chieppena.

La superficie di frana ha, come detto, un'area di 7353 m<sup>2</sup>, di cui 3015 m<sup>2</sup> interessati da scavo e 2345 m<sup>2</sup> interessati da deposito. Dal punto di vista volumetrico, sono stati erosi 4333 m<sup>3</sup> ( $\pm 663$  m<sup>3</sup>) di materiale, di cui circa l'80% proveniente dalla parte superiore della stessa, nella zona della nicchia di distacco, ben visibile nell'ortofoto post-evento (Figura 4.2.1). Il volume depositato ammonta invece a 1484 m<sup>3</sup> ( $\pm 516$  m<sup>3</sup>) e risulta essere localizzato quasi del tutto nella parte inferiore dell'area di frana. Il bilancio di massa dell'area di frana è quindi di -2848 m<sup>3</sup> ( $\pm 840$  m<sup>3</sup>).

La parte di canale ha un'area totale di 17289 m<sup>2</sup>, di cui l'85,8% è stata interessata da processi di scavo o deposito. È stata divisa in cinque tratti, di cui quattro compresi tra le briglie di consolidamento presenti ed uno tra l'ultima briglia di consolidamento e la briglia filtrante. I diversi tratti sono stati considerati singolarmente, in quanto le caratteristiche di pendenza e larghezza dell'alveo non sono omogenee.

Il primo tratto partendo da monte (Canale1, Figura 4.2.2) ha un'area di 4681 m<sup>2</sup>, di cui 3243 m<sup>2</sup> interessati da processi di scavo e 675 m<sup>2</sup> da deposito. Il volume generato dall'erosione ammonta a 3289 m<sup>3</sup> ( $\pm 713$  m<sup>3</sup>) mentre il volume di deposito è pari a 557 m<sup>3</sup> ( $\pm 148$  m<sup>3</sup>). Il bilancio di massa del tratto è di -2732 m<sup>3</sup> ( $\pm 729$  m<sup>3</sup>).

Il secondo tratto (Canale 2, Figura 4.2.3) ha un'area di 2429 m<sup>2</sup>, di cui 1344 m<sup>2</sup> interessati da erosione e 757 m<sup>2</sup> da deposito. In termini volumetrici l'ammontare dell'erosione nel tratto è pari a 1665 m<sup>3</sup> ( $\pm 296$  m<sup>3</sup>), mentre il volume depositato è di 819 m<sup>3</sup> ( $\pm 167$  m<sup>3</sup>). Il bilancio di massa è quindi di -846 m<sup>3</sup> ( $\pm 339$  m<sup>3</sup>).



Il terzo tratto (Canale3, Figura 4.2.4) ha un'area di 1221 m<sup>2</sup>, di cui 618 m<sup>2</sup> interessati da erosione e 297 m<sup>2</sup> da deposito. Il totale del volume scavato stimato è di 339 m<sup>3</sup> (±136 m<sup>3</sup>), mentre il volume depositato è di 206 m<sup>3</sup> (±65 m<sup>3</sup>). Il bilancio di massa è di -133 m<sup>3</sup> (±151 m<sup>3</sup>).

Il quarto tratto (Canale 4, Figura 4.2.5) ha un'area di 2336 m<sup>2</sup>, di cui 1867 m<sup>2</sup> interessati da processi di scavo e 157 m<sup>2</sup> da deposito. Il volume scavato ammonta a 2987 m<sup>3</sup> (±411 m<sup>3</sup>), mentre il volume di deposito è pari a 125 m<sup>3</sup> (±35 m<sup>3</sup>). Il bilancio di massa è quindi di -2862 m<sup>3</sup> (±412 m<sup>3</sup>).

Il quinto tratto di canale (Canale5, Figura 4.2.6), che termina all'altezza della briglia filtrante e presenta un forte cambio di direzione del canale pochi metri prima di essa, ha un'area di 4733 m<sup>2</sup>, dei quali 1497 m<sup>2</sup> interessati da processi di scavo e 2872 m<sup>2</sup> da deposito. In termini volumetrici sono stati scavati 1948 m<sup>3</sup> (±329 m<sup>3</sup>) e sono stati depositati 8948 m<sup>3</sup> (±632 m<sup>3</sup>). Il bilancio stimato dell'area ammonta quindi a +7001 m<sup>3</sup> (±713 m<sup>3</sup>).

Considerando quindi tutte le aree analizzate, viene stimato, tramite il software GCD 7, un volume totale di scavo pari a 15373 m<sup>3</sup> (±2758 m<sup>3</sup>) ed un volume totale depositato di 12930 m<sup>3</sup> (±1684 m<sup>3</sup>), che quindi danno origine ad un dato di bilancio totale di -2433 m<sup>3</sup> (±1074 m<sup>3</sup>).

I risultati sono da considerare affidabili in termini di volumi registrati, tuttavia le volumetrie di deposito nella zona della briglia filtrante non rispecchiano la situazione dell'immediato post-evento. Una parte del materiale depositato, di cui non si conosce la volumetria, è stata infatti prelevata precedentemente alla data dell'acquisizione del DTM post-evento, avvenuto per l'esattezza nel mese di giugno 2022.

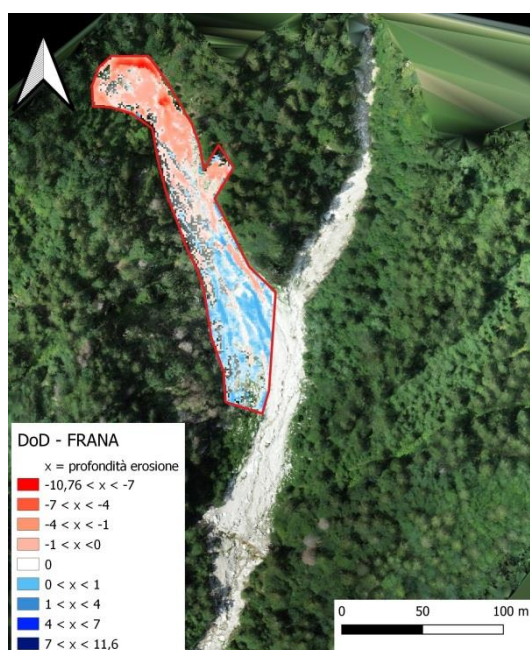


Figura 4.2.1: DoD realizzato per il tratto “Frana”

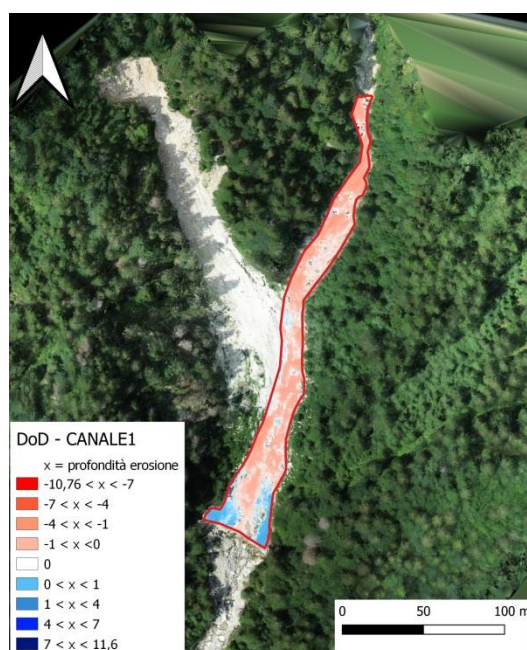
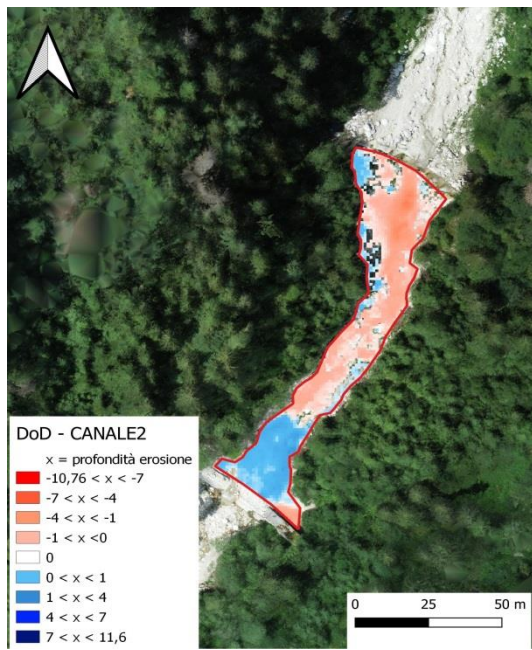
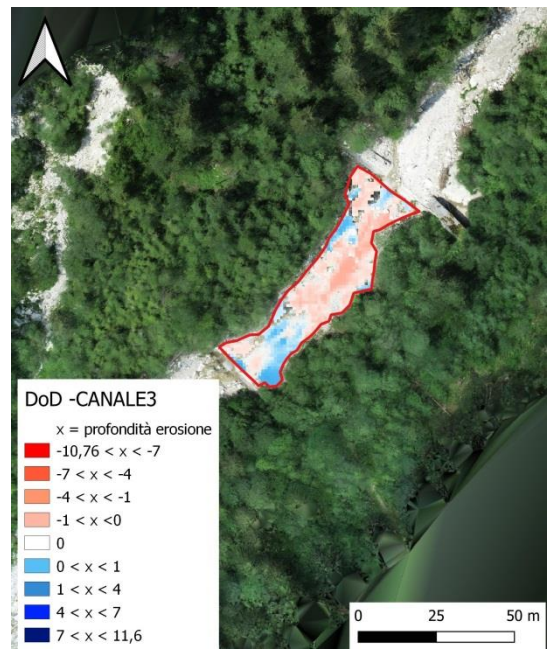


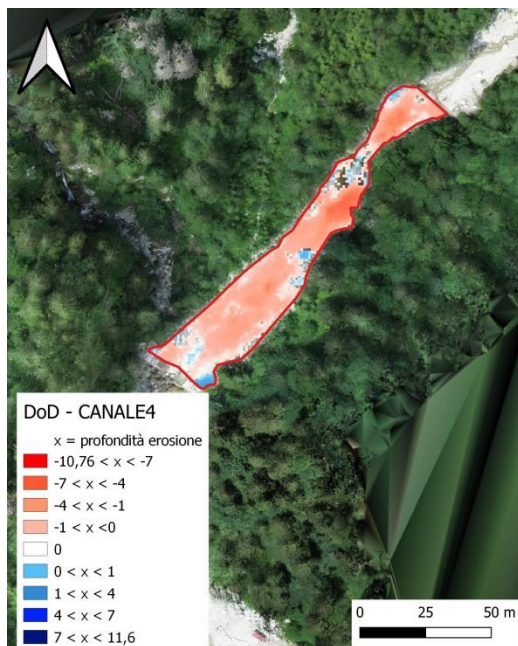
Figura 4.2.2: DoD realizzato per il tratto “Canale1”



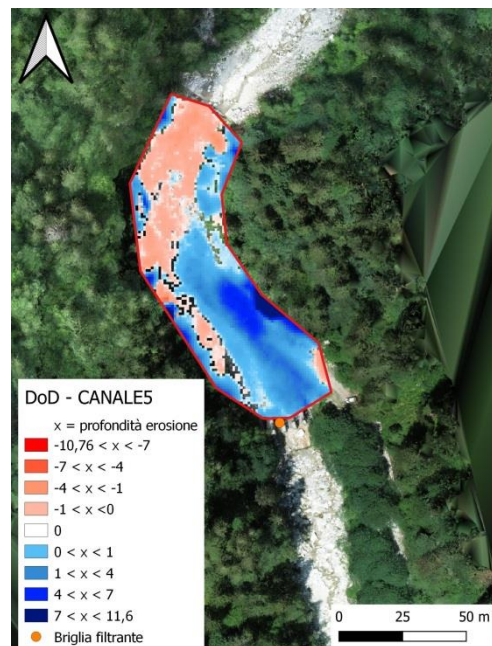
**Figura 4.2.3: DoD realizzato per il tratto “Canale2”**



**Figura 4.2.4: DoD realizzato per il tratto “Canale3”**



**Figura 4.2.5: DoD realizzato per il tratto “Canale4”**



**Figura 4.2.6: DoD realizzato per il tratto “Canale5”**

Da sottolineare è il fatto che i dati riportati precedentemente risultano dall'applicazione di un *minimum level of detection* ( $_{\min}\text{LoD}$ ) per la correzione delle incertezze strumentali pari  $\pm 0,22$  m: accumuli inferiori e scavi maggiori di  $\pm 0,22$  m non sono stati considerati. Vengono quindi riportati nelle seguenti tabelle, a scopo di confronto, i dati relativi all'applicazione del software GCD7 senza tale accortezza:

FRANA			CANALE1		
	SENZA $_{\min}\text{LoD}$	CON $_{\min}\text{LoD}$		SENZA $_{\min}\text{LoD}$	CON $_{\min}\text{LoD}$
Area tot (m <sup>2</sup> )	7353	7353	Area tot (m <sup>2</sup> )	4681	4681
Area erosione (m <sup>2</sup> )	3977	3015	Area erosione (m <sup>2</sup> )	3711	3243
Area deposito (m <sup>2</sup> )	3376	2345	Area deposito (m <sup>2</sup> )	970	675
Volume erosione (m <sup>3</sup> )	4434	4333	Volume erosione (m <sup>3</sup> )	3343	3289
Volume deposito (m <sup>3</sup> )	1593	1484	Volume deposito (m <sup>3</sup> )	588	557
Bilancio (m <sup>3</sup> )	-2841	-2848	Bilancio (m <sup>3</sup> )	-2756	-2732

**Tabella 5 e Tabella 6: Risultati DoD con e senza applicazione del  $_{\min}\text{LoD}$  per i tratti “Frana” e “Canale1”**

CANALE2			CANALE3		
	SENZA $_{\min}\text{LoD}$	CON $_{\min}\text{LoD}$		SENZA $_{\min}\text{LoD}$	CON $_{\min}\text{LoD}$
Area tot (m <sup>2</sup> )	2429	2429	Area tot (m <sup>2</sup> )	1221	1221
Area erosione (m <sup>2</sup> )	1541	1344	Area erosione (m <sup>2</sup> )	777	618
Area deposito (m <sup>2</sup> )	888	757	Area deposito (m <sup>2</sup> )	444	297
Volume erosione (m <sup>3</sup> )	1688	1665	Volume erosione (m <sup>3</sup> )	358	339
Volume deposito (m <sup>3</sup> )	832	819	Volume deposito (m <sup>3</sup> )	221	206
Bilancio (m <sup>3</sup> )	-855	-846	Bilancio (m <sup>3</sup> )	-136	-133

**Tabella 7 e Tabella 8: Risultati DoD con e senza applicazione del  $_{\min}\text{LoD}$  per i tratti “Canale2” e “Canale3”**

CANALE4			CANALE5		
	SENZA $_{\min}\text{LoD}$	CON $_{\min}\text{LoD}$		SENZA $_{\min}\text{LoD}$	CON $_{\min}\text{LoD}$
Area tot (m <sup>2</sup> )	2336	2336	Area tot (m <sup>2</sup> )	4733	4733
Area erosione (m <sup>2</sup> )	2059	1867	Area erosione (m <sup>2</sup> )	1696	1497
Area deposito (m <sup>2</sup> )	277	157	Area deposito (m <sup>2</sup> )	3037	2872
Volume erosione (m <sup>3</sup> )	3008	2987	Volume erosione (m <sup>3</sup> )	1970	1948
Volume deposito (m <sup>3</sup> )	137	125	Volume deposito (m <sup>3</sup> )	8966	8948
Bilancio (m <sup>3</sup> )	-2871	-2862	Bilancio (m <sup>3</sup> )	6996	7001

**Tabella 9 e Tabella 10: Risultati DoD con e senza applicazione del  $_{\min}\text{LoD}$  per i tratti “Canale4” e “Canale5”**

Tra i due casi messi a confronto si nota come la differenza di area modificata rilevata tra DoD senza e con applicazione del  $_{\min}\text{LoD}$ , variabile tra  $+306$  m<sup>2</sup> e  $+1933$  m<sup>2</sup>, non rispecchi la differenza volumetrica in termini di bilancio, variabile tra  $-24$  m<sup>3</sup> e  $+7$  m<sup>3</sup>. Anche se con l'applicazione del

$\min$ LoD l'area modificata risulta sensibilmente differente, l'applicazione dello stesso non influisce in maniera così importante sul bilancio dei volumi: tale aspetto è quindi da attribuire ad un basso spessore del deposito o dello scavo stimato nelle celle che non vengono considerate come "modificate" tramite l'utilizzo di questo metodo. L'applicazione di un *minimum level of detection* diminuisce quindi in tutti i casi presentati l'area modificata e il volume eroso/depositato, tuttavia non per forza restituisce dei valori di bilancio inferiori, in termini di valore assoluto.

L'analisi dei DoD ha portato inoltre all'individuazione della potenziale area di innesco della colata detritica: immediatamente a valle della prima briglia di consolidamento vengono registrati i maggiori e più visibili processi erosivi, con valori di scavo compresi tra 1 e 4 m per una distanza orizzontale di circa 55 m. Non è stato posto l'innesco della colata a monte della prima briglia in quanto l'erosione è stata decisamente più uniforme e, considerata la pendenza del tratto ( $25^\circ$ ), si suppone che il trasporto solido sia iniziato nelle fasi non di picco dell'idrogramma, dando luogo nel lungo periodo a erosioni comunque considerevoli e a un volume mobilitato importante.

Il punto d'innesco individuato non risulta l'unico punto del profilo longitudinale dove sono stati trovati tali valori elevati di profondità di erosione, tuttavia è il primo che si incontra muovendosi da monte verso valle lungo il profilo del collettore. Più a valle si sono trovati tratti con caratteristiche simili, ovvero con segni di erosione profonda dopo il verificarsi di un salto di fondo, come ad esempio una briglia di consolidamento, oppure dopo un tratto particolarmente pendente.

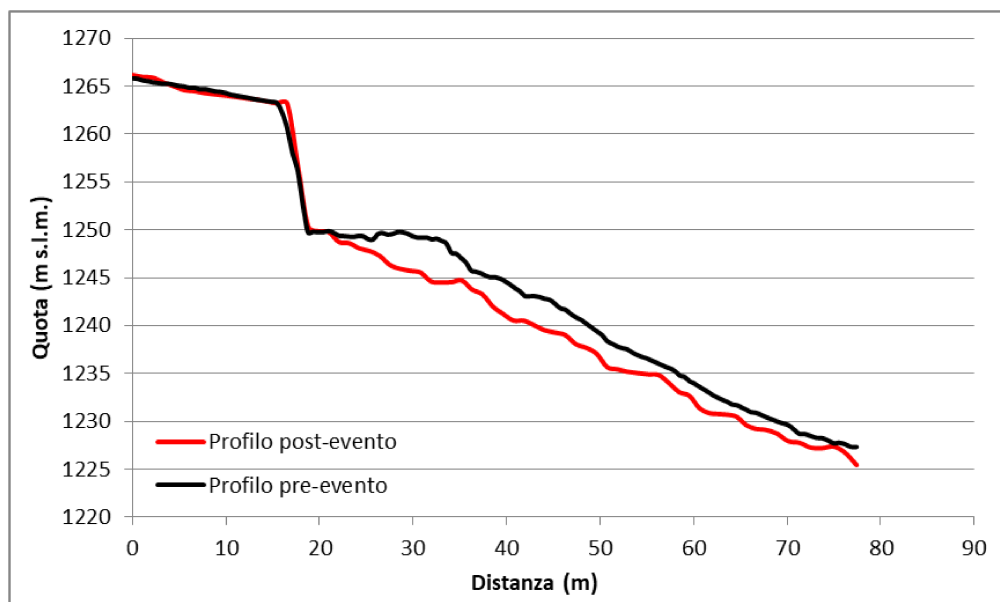


Figura 4.2.7: Profilo della zona di innesco a valle della prima briglia

### 4.3. Relazione pendenza-erosione e analisi statistica

La correlazione tra pendenza ed erosione è stata analizzata utilizzando i dati provenienti dai DoD, dei DTM pre e post evento e rilevando la pendenza puntuale tramite la carta delle pendenze, realizzata con Qgis.

L'indagine è stata effettuata su due diverse scale spaziali: a livello di singola cella e a livello di sezione trasversale. In tutti e due i procedimenti non è stata inclusa l'area relativa alla briglia filtrante, per le ragioni precedentemente descritte. L'area di frana è stata considerata soltanto per l'indagine a scala di singola cella ed in termini di confronto, in quanto in nessuna sua parte sono accaduti processi di erosione legati a colate detritiche o di trasporto solido intenso.

#### 4.3.1. Analisi della relazione a scala di singola cella

Per le analisi di correlazione tra pendenza ed erosione per le singole celle sono state prese come campione d'indagine le aree dei DoD.

I risultati ottenuti dalle aree dei DoD rivelano, per tutti i tratti indagati, una correlazione negativa, rilevata tramite il test di Spearman, tra pendenza e variazione di quota: all'aumentare della pendenza avviene quindi maggior erosione. L'entità di questa correlazione varia tuttavia da -0,54 per l'area di frana, dove la correlazione è classificabile come "moderata", fino a -0,07 per il tratto compreso tra terza e quarta briglia, dove la correlazione è sostanzialmente non considerabile.

I valori del test di Spearman ottenuti sono i seguenti:

Area	$\rho_S$
Frana	-0,54
Canale1	-0,39
Canale2	-0,42
Canale3	-0,13
Canale4	-0,07

**Tabella 11: Valori del coefficiente di correlazione di Spearman tra pendenza ed erosione a scala di singola cella**

La significatività dei valori di  $\rho_S$  calcolati è stata verificata come descritto nel capitolo N, ed è emerso come tutte le analisi effettuate siano significative.

Di seguito vengono confrontati i valori di scavo e riporto (Tabella 12 e 13): per le aree che interessano tratti di canale è stato assegnato un valore medio di erosione/accumulo sulla singola

cella, tramite una media ponderata, mentre per il tratto di frana sono stati riportati i valori del tratto, suddividendo in entrambi i casi i valori in classi di pendenza di cinque gradi sessagesimali.

CANALE		
pendenza DTM pre-evento (°)	numero celle (1m <sup>2</sup> )	media ponderata scavo/riporto (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
0-5	458	0,69
5-10	795	0,26
10-15	1024	-0,40
15-20	994	-0,84
20-25	1189	-1,02
25-30	1482	-1,06
30-35	1304	-1,10
35-40	891	-1,07
40-45	425	-1,03
45-50	158	-0,86
50-55	61	-0,55
55-60	44	-0,40
60-65	59	-0,39
65-70	55	-0,35
70-75	24	-1,07

FRANA		
pendenza DTM pre-evento (°)	n° celle (1m <sup>2</sup> )	scavo/riporto per cella (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
15-20	6	-6,21
20-25	23	-2,30
25-30	241	-0,43
30-35	1384	0,19
35-40	1524	-0,13
40-45	742	-0,57
45-50	303	-0,71
50-55	208	-1,12
55-60	243	-1,31
60-65	299	-1,73
65-70	212	-2,07
70-75	120	-2,80
75-80	56	-4,29

**Tabella 12 e Tabella 13: Numero di celle e valori medi di scavo/riporto per cella divisi in classi di 5° per tutto il canale analizzato e per l'area di frana**

L'area di frana presenta una maggior variabilità nei valori di erosione, con un intervallo tra -6,21 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> e -0,19 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>: questa maggior variabilità è dettata da un processo erosivo più massivo e quindi diverso da quello verificatosi all'interno del collettore principale, essendo avvenuto un vero e proprio crollo di materiale, proveniente principalmente dall'evidente nicchia di distacco. L'area di frana in questione è già stata descritta da Venzo e Largaiolli (1968), che attribuiscono alle pressioni dell'acqua derivanti dagli afflussi idrici la causa principale degli eventi di crollo. In particolare i valori più alti di erosione sono stati rilevati in celle con pendenze relativamente basse (15°-20°),

tutte facenti parte della porzione che al momento dell'evento apparteneva al versante e non era all'interno dell'area di frana, ma ai suoi margini superiori.

Nelle aree di canale indagate si può notare una tendenza alla deposizione per le pendenze inferiori ai 10° e al deposito per pendenze superiori. Il deposito medio registrato per l'intervallo tra 5° e 10° risulta comunque basso, e tramite la consultazione dei DoD è possibile notare come questo sia concentrato nelle aree vicine alle briglie, mentre nei punti di canale con tale pendenza questa tendenza non viene confermata.

#### 4.3.2. Analisi della relazione a scala longitudinale

Per le analisi longitudinali la porzione di canale è stata suddivisa in due tratti principali, visibili in Figura 24, individuati in seguito alle simulazioni idrologiche effettuate con il modello KLEM. Tramite tale modello è stato possibile individuare alcuni punti del canale in cui avvengono delle immissioni, da parte di affluenti, che cambiano in maniera importante la portata: il primo all'altezza della prima briglia da monte ed il secondo in corrispondenza dell'immissione del rio Gallina. All'interno di questi tratti, tramite ripetute simulazioni idrologiche, si è osservato come la portata al picco sostanzialmente non cambi, quindi sono stati individuati due tratti omogenei in termini di forzante idrologica. Le portate al picco stimate sono rispettivamente di 6,2 m<sup>3</sup>/s per *Long-1* e 19 m<sup>3</sup>/s per *Long-2* (Figura 4.3.3.1).

Seguendo il canale e le celle individuate come tali dal raster dell'area drenata, tramite il software Qgis, sono state quindi tracciate due linee per l'intera lunghezza dei tratti, allo scopo di indagare il rapporto tra erosione e pendenza a scala longitudinale.

pendenza DTM pre-evento (°)	Long-1		Long-2	
	numero celle	scavo/riporto per cella (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	numero celle	scavo/riporto per cella (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
0-5	-	-	25	0,14
5-10	3	-0,28	29	-0,21
10-15	15	-0,22	31	-0,61
15-20	26	-0,34	47	-1,17
20-25	48	-0,76	33	-1,98
25-30	47	-0,85	29	-1,83
30-35	43	-1,15	22	-2,20
35-40	44	-1,16	20	-2,07
40-45	18	-1,19	11	-2,29
45-50	2	-1,63	3	-1,16
50-55	-	-	3	0,20
55-60	-	-	2	0,30
60-65	-	-	2	0,11
65-70	-	-	4	0,28

**Tabella 14: Numero di celle e valori medi di scavo/riporto per cella per i 2 tratti longitudinali individuati**

Anche per questa serie di dati è stato effettuato il test statistico di Spearman, che riporta dei valori, per i tratti definiti *Long-1* e *Long-2*, rispettivamente di -0,4 e -0,44, entrambi definiti statisticamente significativi a seguito del controllo nelle apposite tavole. Si nota un graduale incremento del volume eroso all'aumentare della pendenza, tuttavia per il tratto *Long-2* si può registrare una tendenza alla deposizione per le celle con pendenze maggiori di 50°. Questa particolarità, anche se per un numero di celle molto basso, è stata presa in considerazione e tramite consultazione dei files di pendenza e delle ortofoto, si può affermare che le celle in questione sono poste in prossimità delle gavete delle briglie e all'interno di un tratto in roccia e dall'alta pendenza dell'alveo. Nel primo caso le celle sono poste a metà tra alveo e gaveta, che avendo uno scalino ha influenzato la pendenza di alcune celle. Nel caso delle celle posizionate nel tratto in roccia non sono state trovate spiegazioni per giustificare tale accadimento, tuttavia il numero di celle è talmente basso da non rappresentare una tendenza affidabile. E' anche probabile che il dato sia legato ad errori sui dati del DTM vista la pendenza molto elevata.

#### **4.3.3. Analisi della relazione a scala di sezione trasversale generica**

Per l'analisi della correlazione tra pendenza ed erosione, l'ultima indagine è stata effettuata individuando sedici sezioni trasversali in punti selezionati casualmente lungo il collettore principale. Otto sezioni sono quindi selezionate lungo il tratto *Long-1* e altre otto lungo il tratto *Long-2*, al fine di evidenziare la relazione tra pendenza in un tratto ed erosione risultante, cercando inoltre di valutare l'impatto di un aumento di portata.

Il dato di pendenza in questi casi non è puntuale, ma calcolato lungo l'asse del canale principale, nell'intorno della sezione, per una lunghezza pari a due volte la larghezza dell'alveo in tale punto. La lunghezza su cui è stata misurata la pendenza è di circa 20-25 m per le sezioni considerate, con un massimo di 35 m.



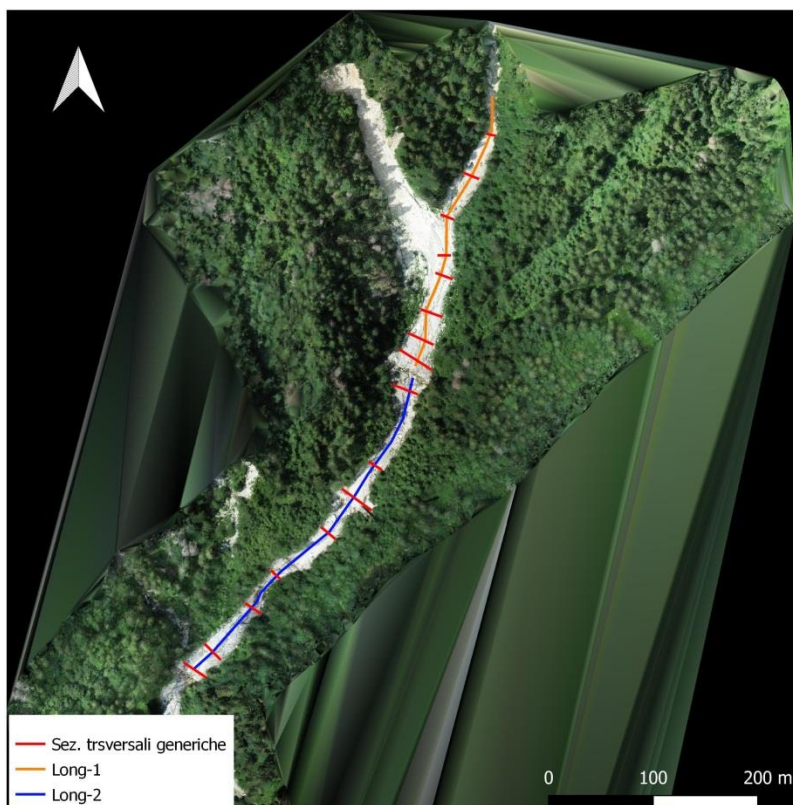
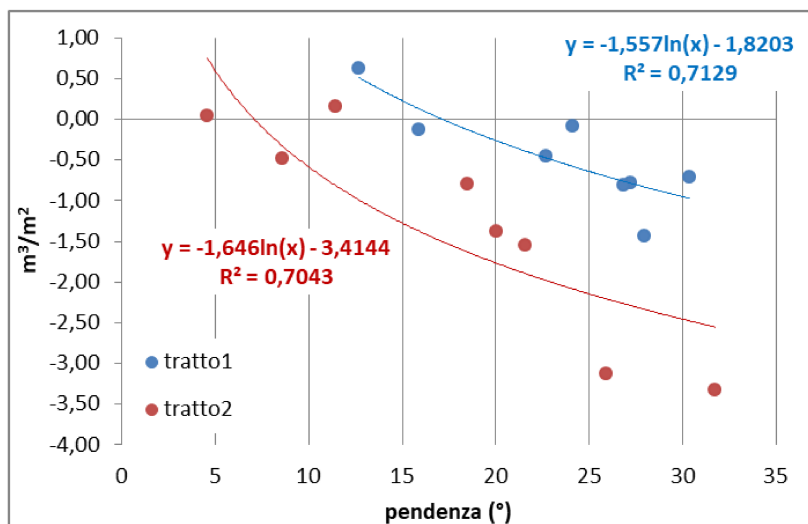


Figura 4.3.3.1: Posizionamento delle sezioni trasversali generiche e dei tratti longitudinali

	SEZIONI TRASVERSALI							
	trasv1	trasv2	trasv3	trasv4	trasv5	trasv6	trasv7	trasv8
<b>Pendenza (°)</b>	27,99	27,21	22,69	24,15	26,82	30,38	15,88	12,68
<b>media scavo/riporto (m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>)</b>	-1,44	-0,78	-0,45	-0,08	-0,81	-0,71	-0,13	0,63
	trasv9	trasv10	trasv11	trasv12	trasv13	trasv14	trasv15	trasv16
<b>Pendenza (°)</b>	21,60	18,49	4,57	8,62	25,89	31,75	20,05	11,44
<b>media scavo/riporto (m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>)</b>	-1,55	-0,79	0,04	-0,49	-3,12	-3,33	-1,38	0,16

Tabella 15: Pendenza dell'intorno e media di scavo/riporto delle sezioni trasversali generiche individuate



**Figura 4.3.3.2: Relazione tra pendenza ed erosione per le sezioni trasversali generiche**

Il test di Spearman effettuato su tali serie di dati riporta valori di  $\rho_S$  pari a -0,76 per le sezioni poste sul primo tratto (*Long-1*) e -0,93 per le sezioni poste sul secondo tratto (*Long-2*), quindi una relazione tra pendenza ed erosione che varia tra il “moderato” ed il “forte”. Viene inoltre confermata la significatività statistica della correlazione tra tali variabili dal controllo effettuato sulle apposite tavole della distribuzione normale negativa.

Per classi di pendenza uguali inoltre, come visibile in figura 4.3.3.2, viene riscontrato un aumento di più del doppio dell’erosione nelle sezioni poste sul secondo tratto individuato, dove teoricamente ha agito una maggior forzante idrologica.

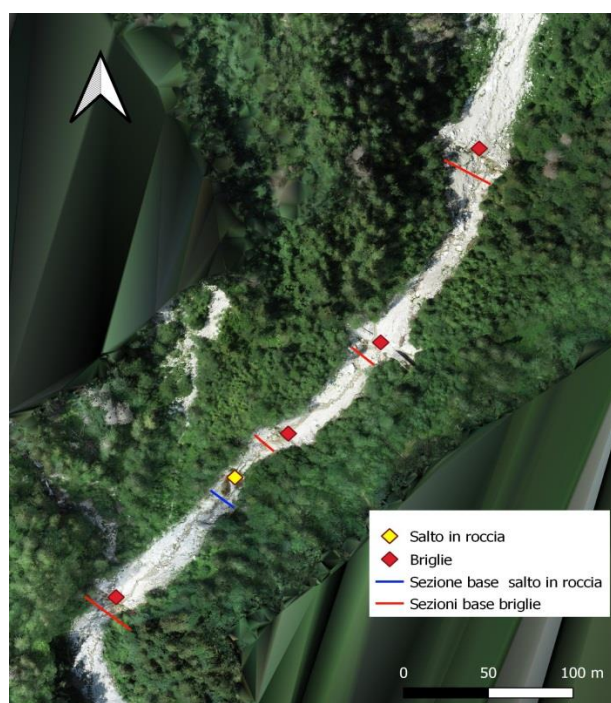
#### 4.3.4. Analisi della relazione a scala di sezione trasversale a valle delle briglie di consolidamento

Le sezioni trasversali selezionate sono cinque, in corrispondenza delle quattro briglie di consolidamento e del salto di roccia (Figura 4.3.4.1). L'altezza del salto a valle è stata reperita sul *Webgis* della Provincia di Trento, interrogando le apposite etichette in prossimità delle briglie di consolidamento interessate, mentre l'altezza del salto in roccia è stata calcolata sul DTM pre evento tramite il *Profile tool* del software Qgis.

I risultati sono riportati nella seguente tabella:

	trasv-b1	trasv-b2	trasv-b3	trasv-ro	trasv-b4
pendenza (°)	20,0	8,5	16,7	21,3	12,5
altezza salto a valle (m)	13,0	12,0	13,7	25,0	6,5
media scavo/riporto (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	-1,48	-0,66	-1,72	-3,35	-2,08
profondità di scavo massima (m)	4,5	1,6	4,6	5,6	4

**Tabella 16: Valori di pendenza media, di altezza del salto a valle della briglia/salto in roccia e del tasso di erosione unitario (volume di sedimento medio eroso per unità di larghezza del canale) per le sezioni trasversali individuate alla base delle briglie di consolidamento e del salto in roccia.**



**Figura 4.3.4.1: Posizionamento delle sezioni trasversali individuate alla base delle briglie e del salto in roccia**

Si nota in tutti i risultati un'erosione piuttosto marcata, con un tasso di erosione unitario tra i  $-0,66 \text{ m}^3/\text{m}^2$  ed i  $-3,35 \text{ m}^3/\text{m}^2$ .

Il valore del coefficiente di correlazione di Spearman calcolato per tali valori risulta di  $-0,6$ , tuttavia non è riscontrata alcuna significatività statistica nella relazione tra pendenza ed erosione.

È stata inoltre trovata una correlazione negativa tra altezza del salto a valle e profondità massima di scavo, pari, secondo il coefficiente di correlazione di Spearman a  $-0,9$ : ad un aumentare dell'altezza del salto si verificherebbe un picco di erosione maggiore, tuttavia non è stata rilevata alcuna significatività statistica, aspetto probabilmente dovuto alla scarsità di dati in possesso.

#### 4.4. Ricostruzione dei volumi di sedimento depositati a monte della briglia filtrante

La ricostruzione del volume depositato a monte della briglia filtrante è stata eseguita applicando una pendenza di deposizione di  $6,5^\circ$ , come emerso da indagini di campo. Il profilo risultante quindi individua un deposito che si estende per 106 m a monte della briglia, come si evince dal confronto dei profili di fondo e di deposito visibili in Figura 4.4.1.

Individuate quindi le sezioni trasversali di riferimento nei punti in cui è stato notato un cambio evidente di forma, è stato calcolato il volume di deposito tramite l'applicazione di formule trigonometriche. Il volume di deposito calcolato ammonta quindi a  $15602 \text{ m}^3$ .

Il dato qui riportato deve essere comunque considerato come un indicatore di massima del volume da ricercare: i metodi di calcolo qui applicati hanno, per forza di cose, un margine di approssimazione in quanto il risultato finale è molto sensibile alla variazione della pendenza di deposito.

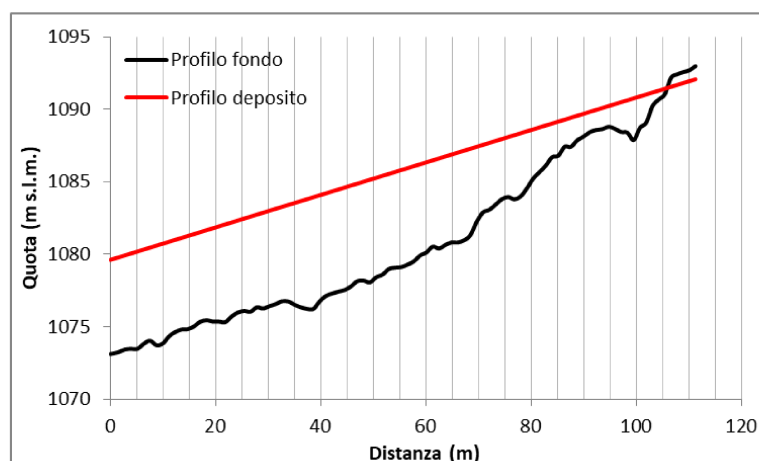


Figura 4.4.1: Intersezione tra profilo di fondo e profilo del deposito con pendenza  $6,5^\circ$

#### 4.5. Debrisgramma e volumi ottenuti dall'analisi idrologica

Per il calcolo del debrisgramma con il metodo idrologico ci si è concentrati sul picco centrale di portata liquida (Figura 4.1.1).

La concentrazione solida volumetrica ( $C_v$ ) è stata calcolata quindi con l'equazione (20) e risulta pari a 0,224.

Sono state quindi effettuate tre applicazioni del metodo idrologico per tre diverse durate di evento, pari a 30 minuti, 45 minuti e 60 minuti.

Metodo idrologico - Durata 1h				
T (h)	Q' (m <sup>3</sup> /s)	C <sub>v</sub> (-)	Q <sub>c</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Q <sub>s</sub> (m <sup>3</sup> /s)
6,00	15,49	0,224	23,64	5,30
6,08	17,50	0,224	26,70	5,98
6,17	18,74	0,224	28,59	6,40
6,25	19,05	0,224	29,07	6,51
6,33	18,94	0,224	28,89	6,47
6,42	18,81	0,224	28,71	6,43
6,50	18,84	0,224	28,74	6,44
6,58	18,96	0,224	28,93	6,48
6,67	18,94	0,224	28,90	6,47
6,75	18,88	0,224	28,80	6,45
6,83	18,42	0,224	28,10	6,30
6,92	17,67	0,224	26,96	6,04
7,00	16,62	0,224	25,36	5,68
$V_s = 23490 \text{ m}^3$				

Tabella 17: Debrisgramma di durata 1 ora ottenuto con metodo idrologico e  $C_v$  calcolata con equazione (20)

Metodo idrologico - Durata 45 min				
T (h)	Q' (m <sup>3</sup> /s)	C <sub>v</sub> (-)	Q <sub>c</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Q <sub>s</sub> (m <sup>3</sup> /s)
6,08	17,50	0,224	26,70	5,98
6,17	18,74	0,224	28,59	6,40
6,25	19,05	0,224	29,07	6,51
6,33	18,94	0,224	28,89	6,47
6,42	18,81	0,224	28,71	6,43
6,50	18,84	0,224	28,74	6,44
6,58	18,96	0,224	28,93	6,48
6,67	18,94	0,224	28,90	6,47
6,75	18,88	0,224	28,80	6,45
6,83	18,42	0,224	28,10	6,30
$V_s = 18280 \text{ m}^3$				

Tabella 18: Debrisgramma di durata 45 minuti ottenuto con metodo idrologico e  $C_v$  calcolata con equazione (20)

Metodo idrologico - Durata 30 min				
T (h)	Q' (m <sup>3</sup> /s)	C <sub>v</sub> (-)	Q <sub>c</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Q <sub>s</sub> (m <sup>3</sup> /s)
6,17	18,74	0,22	28,59	6,40
6,25	19,05	0,22	29,07	6,51
6,33	18,94	0,22	28,89	6,47
6,42	18,81	0,22	28,71	6,43
6,50	18,84	0,22	28,74	6,44
6,58	18,96	0,22	28,93	6,48
6,67	18,94	0,22	28,90	6,47
V <sub>s</sub> = 12600 m <sup>3</sup>				

Tabella 19: Debrisgramma di durata 30 minuti ottenuto con metodo idrologico e C<sub>v</sub> calcolata con equazione (20)

L'applicazione del metodo idrologico al picco dell'idrogramma per una durata di 45 minuti (Tabella 18) risulta essere la più coerente, in termini di volume totale, con la stima del volume depositato a monte della filtrante.

La formula semplificata di Smart e Jaeggi (1983) per il calcolo del trasporto solido di fondo è stata applicata, visti i risultati del metodo idrologico, per le stesse durate di evento.

I volumi calcolati tramite la formula di Smart e Jaeggi risultano maggiori per tutte e tre le durate indagate rispetto a quelli calcolati con il metodo idrologico.

Smart e Jaeggi - Durata 1h			Smart e Jaeggi - Durata 45 min			Smart e Jaeggi - Durata 30 min		
T (h)	Q' (m <sup>3</sup> /s)	Q <sub>s</sub> (m <sup>3</sup> /s)	T (h)	Q' (m <sup>3</sup> /s)	Q <sub>s</sub> (m <sup>3</sup> /s)	T (h)	Q' (m <sup>3</sup> /s)	Q <sub>s</sub> (m <sup>3</sup> /s)
6,00	15,49	6,11	6,08	17,50	6,90	6,17	18,74	7,39
6,08	17,50	6,90	6,17	18,74	7,39	6,25	19,05	7,51
6,17	18,74	7,39	6,25	19,05	7,51	6,33	18,94	7,47
6,25	19,05	7,51	6,33	18,94	7,47	6,42	18,81	7,42
6,33	18,94	7,47	6,42	18,81	7,42	6,50	18,84	7,43
6,42	18,81	7,42	6,50	18,84	7,43	6,58	18,96	7,48
6,50	18,84	7,43	6,58	18,96	7,48	6,67	18,94	7,47
6,58	18,96	7,48	6,67	18,94	7,47	6,75	18,88	7,44
6,67	18,94	7,47	6,75	18,88	7,44	6,83	18,42	7,26
6,75	18,88	7,44	6,83	18,42	7,26	6,92	17,67	6,97
6,83	18,42	7,26				7,00	16,62	6,55
6,92	17,67	6,97						
7,00	16,62	6,55						
V <sub>s</sub> = 27100 m <sup>3</sup>			V <sub>s</sub> = 21090 m <sup>3</sup>			V <sub>s</sub> = 14500 m <sup>3</sup>		

Tabella 20, Tabella 21 e Tabella 22: Sedimentogrammi calcolati tramite applicazione delle equazioni 18 e 19 per durate di 1 ora, 45 minuti e 30 minuti

## 5. Discussione

Nel seguente capitolo i risultati ottenuti dalle analisi effettuate verranno discussi con interpretazione critica e comparati con articoli scientifici inerenti, al fine di validare l'attendibilità delle considerazioni effettuate.

È stato deciso di articolare le discussioni in vari sotto-capitoli relativi ai diversi ambiti toccati, tuttavia sarà inevitabilmente presente interazione tra gli stessi, in le diverse analisi sono strettamente legate tra di loro.

### 5.1. Valutazione dei risultati ottenuti dai Dem of Differences

La realizzazione di DoD tramite il software *Geomorphic Change Detection 7* è un processo relativamente semplice, che richiede tuttavia dati di input sufficientemente dettagliati: per l'analisi di volumi in aree così ridotte e circoscritte, quali canali e aree di frana, è necessaria una risoluzione spaziale dei DTM di partenza adatta a identificare anche processi erosivi localizzati.

L'individuazione delle porzioni di area su cui realizzare il DoD risulta uno dei momenti più delicati, in quanto è possibile incorrere in errori di valutazione e di precisione del ritaglio, quindi è importante avvalersi di una fotografia aerea georeferenziata.

Per evitare la considerazione di possibili errori di rilievo si è scelto di non creare DoD nelle aree coperte da vegetazione, utilizzando un approccio alquanto conservativo nell'inclusione delle superfici: sebbene la tecnologia utilizzata permetta di determinare la superficie classificabile come "ground" anche in tali aree, si sono riscontrati frequenti variazioni di quota anche in punti non interessati dall'evento di trasporto.

La considerazione dell'incertezza dei DTM rilevati tramite strumenti Lidar aviotrasportati è un passaggio fondamentale nel processo di realizzazione di DoD, e il *minimum level of detection* rappresenta uno dei metodi più veloci. La calibrazione di questo fattore risulta semplice, tramite l'utilizzo delle formule adeguate, tuttavia un ruolo importante lo svolgono le attrezzature utilizzate per i rilievi e la loro accuratezza. Il  $\text{minLoD}$  è infatti un fattore che considera un errore omogeneo per tutta la superficie indagata, considerando come non attendibili tutti i valori ricadenti all'interno dell'intervallo scelto. Proprio per questo motivo nei volumi risultanti dai DoD è inevitabilmente presente una quota di incertezza che non può essere considerata e/o rimossa.

Il bacino del Chieppena si è prestato particolarmente bene all'applicazione di questo metodo, in quanto le aree sorgenti di sedimento interessate durante questo evento (collettore principale e frana in destra idrografica) hanno mostrato delle importanti modificazioni facilmente individuabili.

La differenza di area “modificata” e volume, tra DoD realizzati con e senza l’applicazione del  $\text{minLoD}$  è relativamente bassa e, soprattutto in termini di bilancio di volumi delle varie aree, i valori risultano molto vicini. Pitscheider et al. (2022) utilizzano, per DoD realizzati allo stesso modo ma con DTM rilevati in date precedenti al 2014, una soglia di errore simile ( $\pm 0,2$  m), considerandola già conservativa. L’utilizzo di una soglia di errore più bassa sarebbe stata quindi giustificata, tuttavia i buoni risultati ottenuti sono probabilmente il risultato del tipo di superfici indagate, quali aree di innesco e scorrimento di processi erosivi importanti, assieme ad un’area di deposito relativamente confinata in prossimità della briglia filtrante, dove si sono verificati spessori di deposito considerevoli. L’applicazione di un  $\text{minLoD}$  più basso potrebbe essere consigliabile in zone in cui i processi di deposito del sedimento possono svolgersi in superfici più ampie ed assumere quindi spessori inferiori, al fine di considerare anche tali volumi.

Confrontando il dato di volume eroso, calcolato tramite il software GCD7, con la stima di volume accumulato a monte della briglia filtrante, emerge come i valori siano in buon accordo, a testimonianza della bontà dei risultati dei DoD. Esiste comunque un margine di approssimazione nei due valori, l’uno per l’incertezza intrinseca dei rilievi e l’altro per le approssimazioni inevitabili nei calcoli matematici.

## **5.2. Discussione sui dati di erosione e pendenza**

La correlazione tra pendenza ed erosione è stata considerata sotto diverse scale spaziali in questo elaborato: a livello di singola cella e a livello di sezione trasversale. Le tendenze analizzate esprimono, in entrambi i casi analizzati, una correlazione negativa, andando quindi ad esplicitare il concetto per cui al crescere della pendenza aumenti l’erosione.

A scala di singola cella l’erosione aumenta fino a pendenze di  $30^\circ$ - $35^\circ$ , mentre per pendenze maggiori subisce una progressiva diminuzione, tuttavia i valori di erosione rimangono significativi per tutto il range di pendenze coinvolto. Le celle con pendenza maggiore di  $50^\circ$  sottoposte a erosione sono numericamente poche e la loro superficie ammonta a circa  $250 \text{ m}^2$  all’interno dell’intero tratto di canale analizzato, tuttavia non c’è praticamente continuità tra l’una e l’altra. Si deduce quindi che i processi erosivi abbiano coinvolto in maniera limitata i punti con pendenze così elevate: punti a pendenze tali appartengono per la stragrande maggioranza a porzioni con roccia affiorante. Viene individuato quindi il tratto in roccia presente tra terza e quarta briglia di consolidamento (Figura 4.2.1), assieme a numerosi altre porzioni di alveo, di piccole dimensioni, in cui il sedimento lascia spazio ad affioramenti rocciosi. È possibile inoltre che alcuni punti ad alta

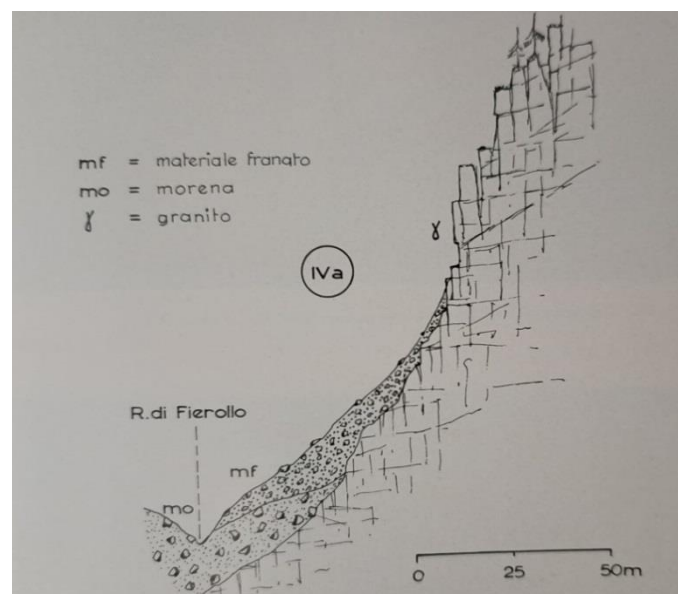


pendenza siano stati soggetti ad errori di rilievo in fase di acquisizione dati, e che quindi riportino differenze di quota modestamente significative in porzioni molto ristrette dell'alveo.



**Figura 5.2.1: Tratto in roccia compreso tra la terza e la quarta briglia di consolidamento**

Anche per quanto riguarda l'area di frana si registra un aumento dello scavo relativo ad un aumento di pendenza, tuttavia il motivo è da ricercare nella forma stessa dell'area di frana, dove si nota un progressivo incremento della pendenza man mano che ci si sposta sulla parte sommitale della stessa, dove avvengono frequenti crolli di materiale. Certamente il crollo di roccia innesca il movimento di materiale sciolto verso valle, determinando quindi un ulteriore processo erosivo, non legato a fenomeni torrentizi.



**Figura 5.2.2: Illustrazione dell'area di frana in esame (da Venzo e Largaiolli, 1968)**

L'analisi statistica effettuata mostra una correlazione tra pendenza ed erosione con un ampio range di variabilità per il tratto di canale (da -0,42 a -0,07): si riscontra come i valori più alti sono stati calcolati per i due tratti di canale a monte (*Canale1 e Canale2*), caratterizzati da pendenze medie maggiori rispetto agli altri tratti. Nei tratti più a valle questa correlazione diminuisce contestualmente ad un abbassamento della pendenza media: la dinamica erosiva non è quindi così favorita. Nel terzo tratto di canale (*Canale3*) si registra comunque un'erosione abbastanza diffusa, a discapito di una pendenza media di circa 7°, riportata in bibliografia come pendenza utile al rallentamento e alla deposizione di sedimento da parte delle colate (D'Agostino, 2020). Per il quarto tratto di canale (*Canale4*) si nota un'erosione accentuata a valle del tratto in roccia ad alta pendenza (64°), in risposta ad un improvviso acquisto di energia cinetica da parte della massa in movimento. La restante parte è sottoposta ancora a processi erosivi per tutta la lunghezza dell'alveo.

L'accumulo di sedimento avviene invece in luoghi tipici, ovvero in prossimità delle briglie di consolidamento, per due ragioni principali, ovvero la diminuzione della pendenza e la barriera fisica determinata dalle briglie stesse. Solo i depositi in corrispondenza della seconda e della terza briglia interessano, oltre che alle componenti laterali delle stesse, anche la parte centrale delle briglie in asse al canale principale.

Secondo i risultati ottenuti e riportati in Tabella 12 è possibile individuare quindi, a scala di singola cella, una pendenza di equilibrio che apperentemente si attesta attorno ai 10° considerando l'intera parte di alveo analizzato, con il solo terzo tratto (*Canale3*) che fa registrare una modesta erosione anche nell'intervallo di pendenza tra 5° e 10° (20,5 m<sup>3</sup> su 161 m<sup>2</sup>). Nelle parti di canale, tuttavia, l'area con pendenza di circa 10° è concentrata nei pressi delle briglie di consolidamento, dove si verifica deposito, mentre la restante parte, distanziata dalle briglie, tendenzialmente presenta un bilancio negativo.

I risultati relativi ai tratti longitudinali *Long-1 e Long-2*, anch'essi ottenuti cella per cella, mostrano inoltre la presenza di leggera erosione anche in alcuni punti a pendenze inferiori di 10°. La considerazione di tali fattori porta quindi all'individuazione di una pendenza di equilibrio più bassa di 10°, compresa quindi nell'intervallo 5°-10°.

Tale valore è in accordo con i risultati ottenuti da Theule et al. (2015), che individuano una pendenza di equilibrio per le colate detritiche pari a 11°, infatti la tendenza a erodere anche a pendenze più basse è attribuibile alla forma intermedia tra colata detritica e corrente iperconcentrata che l'evento può avere assunto durante il suo sviluppo. A conferma di ciò v è anche la particolare applicazione della ricostruzione volumetrica dell'evento per mezzo dell'approccio idrologico, nel quale, per ritrovare una congruenza rispetto ai volumi di erosione osservati, si è dovuto restringere

molto l'intervallo temporale di attivazione del fenomeno di trasporto massivo rispetto a tutta la durata dell'idrogramma.

Per le analisi a scala trasversale le sezioni sono state poste in asse ai tratti longitudinali *Long-1* e *Long-2*, posizionati rispettivamente a monte ed a valle della confluenza in prossimità della prima briglia di consolidamento. In tali tratti si assume insista una portata liquida al picco omogenea per tutta la loro lunghezza, pari a  $6,2 \text{ m}^3/\text{s}$  e  $19 \text{ m}^3/\text{s}$ . I risultati, visibili in Tabella 15, riportano un'erosione maggiore sulle sezioni poste sul secondo tratto: confrontando le sezioni a pendenze simili emerge come su tale tratto l'erosione sia almeno doppia, a riprova di una forte influenza della portata idrologica su queste dinamiche erosive.

Anche in questo caso sono state effettuate delle analisi statistiche, che riportano una correlazione ancora maggiore tra pendenza, in questo caso non puntuale, ed erosione.

Analizzando invece singolarmente le sezioni, è possibile individuare una tendenza, nella parte alta del primo tratto, ad un'erosione che non modifichi in maniera sostanziale l'alveo preesistente, mantenendone grossolanamente la forma e modificandone tuttavia la profondità. Nelle sezioni poste alla base della frana invece si notano cambiamenti più importanti sia di forma che di dimensioni: in tale zona è molto presente una gran quantità di sedimento sciolto, a causa dei crolli che si verificano sulla destra idrografica, che favorisce l'effetto erosivo della corrente.

Nelle sezioni poste sul secondo troncone longitudinale non si individua invece una tendenza nell'azione erosiva, tuttavia si notano degli scavi mediamente più importanti. In tale tratto la pendenza del canale risulta abbastanza discontinua e il profilo del terreno è più disturbato da numerosi salti di fondo, quindi si potrebbe ipotizzare un evento più irregolare nell'azione erosiva in quanto suscettibile localmente agli aumenti e alle riduzioni della pendenza.

I risultati ottenuti dall'analisi delle sezioni trasversali a valle delle briglie di consolidamento e del salto in roccia riportano una correlazione statisticamente non significativa tra pendenza ed erosione, probabilmente a testimonianza di un campione troppo piccolo di dati, anche se il test di Spearman ha evidenziato una potenziale correlazione tra i due fattori.

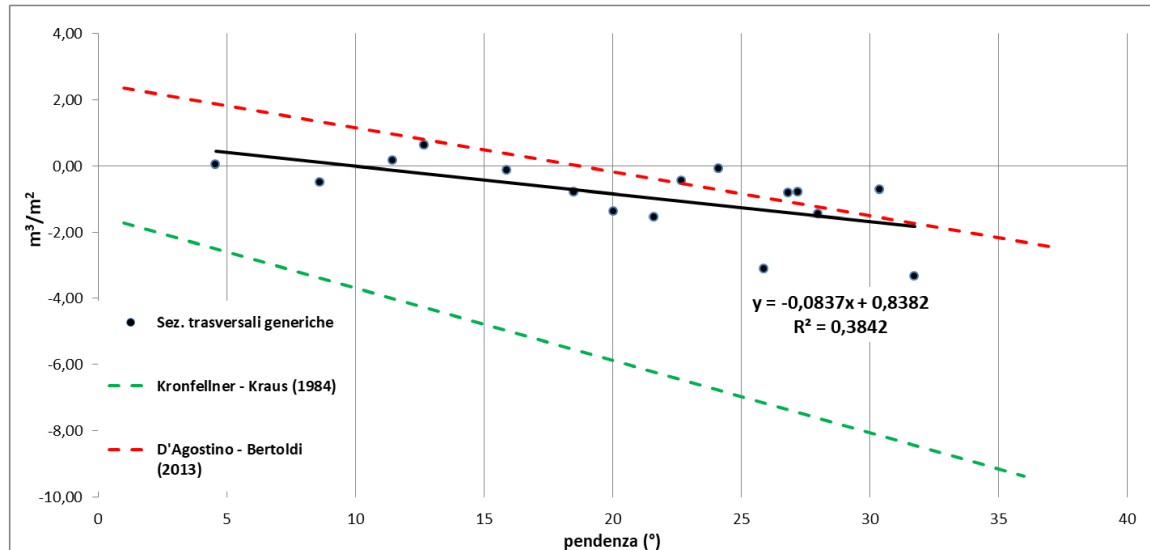
I valori registrati sembrano inoltre dipendere poco dall'altezza della briglia, infatti non si riconoscono tendenze evidenti tra altezza del salto a valle e profondità media di erosione, tuttavia è possibile confermare come la profondità di erosione maggiore sia riscontrabile ad una certa distanza dalla base delle briglie, che è risultata variabile tra 0,75 e 1,2 volte l'altezza salto.

Un caso particolare riguarda le sezioni *trsav-b3* e *trav-ro*, poste in rapida successione una dopo l'altra: la corrente in pochi metri di sviluppo orizzontale si trova ad attraversare due salti di fondo considerevoli e a generare in tutti e due i casi erosioni importanti. Il flusso, infatti, fa registrare modesti accumuli a monte della terza briglia, facendo abbassare quindi la concentrazione

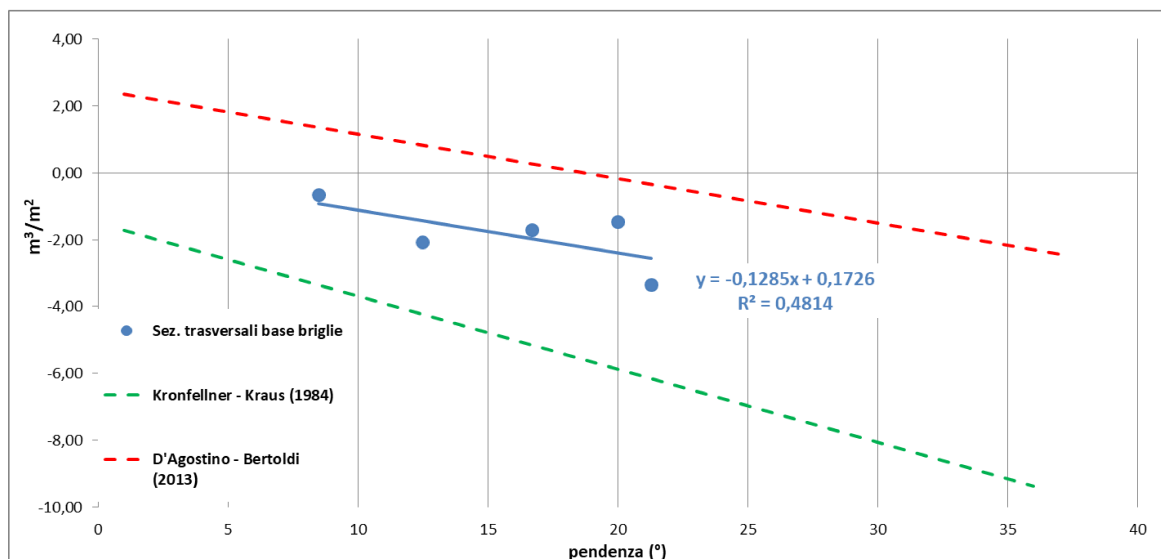
volumetrica. La corrente, meno carica di sedimento, e posta in condizioni di aumento della sua energia cinetica ha quindi generato un processo erosivo molto importante, riscontrabile in una profondità di erosione media anche superiore ai 3 metri.

I valori di erosione registrati nelle sezioni poste alla base di salti fondo e briglie risultano decisamente più alti rispetto ai valori registrati nelle sezioni trasversali generiche, ad eccezione e delle sezioni *trasy-13* e *trasy-14*, poste nella zona della terza briglia di consolidamento e del tratto in roccia, a pochi metri di distanza dalle sezioni *trasy-b3* e *trasy-ro*. In tre sezioni su quattro si registrano profondità media di scavo maggiori di 3 m, a riprova della magnitudo dell'erosione verificatasi in questo particolare punto.

Sono stati confrontati inoltre i dati derivanti dalle analisi a scala trasversale, sia per le sezioni generiche che per le sezioni alla base delle briglie (figura 4.2.3 e 4.2.4), con le relazioni (1) e (2). È evidente che in tutti e due i casi proposti i valori di scavo siano decisamente inferiori ai valori risultanti dall'applicazione della relazione di Kronfellner-Kraus. I dati riguardanti le sezioni trasversali generiche, per quanto la linea di tendenza raffigurata abbia un'affidabilità limitata, sembrano invece abbastanza in accordo con la relazione proposta da D'Agostino e Bertoldi (2013) per le pendenze tra i 25° ed i 35°.



**Figura 5.2.3: Confronto tra relazione D'Agostino-Bertoldi (2013), Kronfellner-Kraus (1984) e dati delle sezioni trasversali generiche**



**Figura 5.2.4: Confronto tra relazione D'Agostino-Bertoldi (2013), Kronfellner-Kraus (1984) e dati delle sezioni trasversali alla base delle briglie**

Per quanto riguarda invece le sezioni trasversali alla base delle briglie/tratto in roccia i risultati mostrano come l'azione erosiva sia decisamente maggiore (quasi il doppio) in tutti gli intervalli di pendenza dell'ampiezza di 5° visibili nella figura 4.2.4.

Riguardo alla correlazione tra pendenza ed erosione, i valori di  $\rho S$  risultano decisamente più alti a scala di sezione trasversale rispetto che a scala di singola cella. Tale caratteristica è data dalla modalità di considerazione della pendenza, infatti il processo erosivo è maggiormente influenzato dalla pendenza di un tratto piuttosto che dalla pendenza della singola cella di 1 m<sup>2</sup> (Baggio et al., 2021). I dati ottenuti in questa indagine confermano proprio questo comportamento.

### 5.3. Ricostruzione dell'evento alluvionale sulla base delle analisi condotte

Durante l'analisi dei risultati prodotti dalle varie analisi e stime effettuate, è inizialmente emerso come la dinamica dell'evento del 13 luglio 2021 non sia di facile ricostruzione.

Tramite la consultazione delle tracce di campo è stato possibile affermare che sia avvenuto un fenomeno di debris flow: l'alta pendenza del canale in diversi tratti, la presenza di massi volumetricamente imponenti sulla parte superficiale dell'accumulo (Figura 4.3.1) e di alcuni cordoni laterali nella zona di trasporto della colata (figura 4.3.2). La permanenza del flusso solido-liquido in stato di colata detritica viene tuttavia messa in dubbio da numerosi fattori emersi durante l'analisi, riportati nel seguente elenco:

- Valore di concentrazione solida calcolato, ricercando una congruenza volumetrica con le modifiche topografiche osservate
- Andamento nello spazio dell'azione erosiva
- Analisi dei depositi a monte della briglia filtrante



**Figura 5.3.1: Accumulo sulla briglia filtrante, particolare su masso (Foto: da montaggio di Fondazione Museo Storico del Trentino)**



**Figura 5.3.2: Canale tra seconda e terza briglia di consolidamento, evidente il cordone laterale sulla sinistra della foto**

La concentrazione solida calcolata per l'evento in questione tramite l'equazione (20) è pari a 0,224: tale valore ha un campo di appartenenza dubbio, in quanto per concentrazioni tali si rientra in quella

“zona di sovrapposizione” tra corrente iperconcentrata e colata detritica. Già di per sé questo elemento suggerisce la formazione di un evento dalle caratteristiche non considerabili come tipiche. Si è proceduto quindi all’interpretazione dei dati provenienti dai DoD realizzati, che danno una visione d’insieme dei processi erosivi registrati nei vari tratti.

Si nota quindi un’erosione diffusa che continua per tutto il tratto di alveo analizzato, sottoposta tuttavia a degli aumenti e delle diminuzioni dell’intensità di tale processo. Ogniquale volta che si registrano dei depositi a monte delle briglie di consolidamento, a valle delle stesse si riscontra un incremento della profondità di scavo: è plausibile quindi che nella corrente si verifichi una diminuzione della concentrazione solida nei pressi della briglia ed un incremento della stessa al momento del transito in alveo.

A seguito dell’innesco a valle della prima briglia di consolidamento, la colata subisce un rallentamento in concomitanza della seconda briglia (Figura 4.3.3): l’analisi della pendenza del deposito a monte della briglia filtrante restituisce un valore di  $6,5^\circ$ . Tale valore è considerato come limite inferiore dell’intervallo di pendenze di deposito tipiche delle colate detritiche (D’Agostino, 2020), quindi si ipotizza una tipologia di colata abbastanza liquida, con fortissima presenza di matrice sabbiosa e una parte minore di materiale grossolano e massi.



**Figura 5.3.3: Deposito a monte della seconda briglia di consolidamento**

L’erosione verificatasi nel terzo tratto di canale (Figura 4.2.4) è alquanto indicativa del cambiamento di fenomeno da colata detritica a corrente iperconcentrata, a seguito della deposizione

a monte della seconda briglia. La pendenza media di  $6,9^\circ$  giustificherebbe infatti un'importante deposizione di materiale da parte di una colata detritica, tuttavia, a parte la presenza di un cordone laterale di massi sulla sponda sinistra (Figura 4.3.2), si assiste ad un processo erosivo abbastanza diffuso, tanto da rendere negativo il bilancio di massa del tratto (Tabella 8).

La presenza di una portata liquida al picco considerevole ( $19 \text{ m}^3/\text{s}$ ) ha reso quindi la corrente meno suscettibile alla diminuzione della pendenza, garantendo il prosieguo dell'azione erosiva. Una corrente iperconcentrata inoltre, secondo Pierson et al. (1986), è un processo potenzialmente più erosivo rispetto al fenomeno della colata detritica.

A seguito del contenuto deposito verificatosi presso la quarta briglia di consolidamento, si assiste invece ad un incremento di massa della corrente, con erosione molto accentuata nel quarto tratto di canale. Infatti, si suppone il passaggio a una nuova fase in cui il flusso assume caratteristiche di colata detritica.

All'altezza della confluenza con il rio Gallina si ipotizza un forte incremento della portata liquida: secondo le simulazioni effettuate con il modello KLEM in tale sottobacino si è generato un idrogramma con portata al picco di  $32 \text{ m}^3/\text{s}$ . Dalla confluenza in poi si è verificato quindi un abbassamento della concentrazione solida, fattore che ha favorito ancora l'effetto erosivo della corrente, che tuttavia ha cominciato il suo processo deposizionale pochi metri più a valle della curva dell'alveo verso sud (Figura 4.3.4).



**Figura 5.3.4: Erosione a valle della quarta briglia di consolidamento**



L'applicazione del metodo idrologico e della formula di Smart e Jaeggi (1983) con una metodologia non convenzionale, ovvero senza il preventivo calcolo di una portata critica d'innescio del fenomeno, è stata suggerita dal particolare assetto geologico del collettore principale del torrente.

Il collettore principale del torrente Chieppena è infatti costituito materiale roccioso di diversa natura: materiale granulare granitico e metamorfico, che deriva da processi erosivi del versante in destra idrografica, immerso in strati di materiale morenico, principalmente sabbia grossolana, tipica della zona di faglia dove scorre il torrente nella sua parte superiore (Venzo e Largaiolli, 1968). Questa peculiarità litologica rende disponibile al trasporto solido una grande quantità di sabbia e di materiale granulare grossolano. Per il verificarsi di un fenomeno in grado di occludere il filtro della briglia filtrante a valle è necessario quindi che il miscuglio solido-liquido abbia una portata sufficiente, oppure un'energia cinetica tale, da prendere in carico anche clasti più grandi, oltre che alla sabbia e al materiale più fine.

Il deposito a monte della briglia filtrante, il cui angolo è stato stimato tramite confronto fotografico e dati di campo, presenta una pendenza relativamente bassa, pari a  $6,5^\circ$ : tale inclinazione di deposito è più riconducibile ad un evento di corrente iperconcentrata che di colata detritica (D'Agostino, 2020).

## 6. Conclusioni

Il lavoro di tesi presentato tratta la ricostruzione dell'evento di colata detritica avvenuto nel bacino idrografico del torrente Chieppena in data 13 luglio 2021, di cui è stata studiata la dinamica di propagazione e il comportamento erosivo della corrente in relazione alla pendenza del canale.

A fronte di una precipitazione cumulata di 120,2 mm, caduti nell'arco di 10 ore, si è verificato un evento di trasporto solido massivo, dalle caratteristiche intermedie tra la colata detritica e la corrente iperconcentrata, in un bacino idrografico in cui non sono stati registrati eventi simili dal 1966.

La realizzazione di Dem of Differences per la descrizione dei processi di erosione e accumulo di sedimento si è rivelata una metodologia proficua, in quanto, a fronte di una certa semplicità nella creazione degli stessi, si riescono ad ottenere dei risultati particolarmente dettagliati. La considerazione dell'errore dei DTM ricopre un aspetto fondamentale in tale processo, in quanto il metodo utilizzato nel presente elaborato può portare a importanti errori nel computo volumetrico. L'utilizzo di un *minimum level of detection* di  $\pm 0,22$  m è stato soddisfacente, in quanto la differenza volumetrica ottenuta dal confronto con DoD senza applicazione di un  $\text{minLoD}$  è bassa. Si conclude

quindi che l'utilizzo di questo metodo di considerazione dell'errore sia particolarmente efficace in alvei confinati e dove i processi erosivi e deposizionali hanno spessori rilevanti, cioè in zone di innesco e scorrimento di fenomeni di trasporto.

La relazione tra erosione e pendenza è stata analizzata secondo diverse modalità, ed emerge come i due fattori siano collegati, anche statisticamente, sia a scala di singola cella che a scala di sezione trasversale. Viene inoltre confermata la caratteristica dei fenomeni di trasporto massivi ad essere maggiormente influenzati, in termini erosivi, dalla pendenza "di tratto" piuttosto che dalla pendenza puntuale di una cella di DTM di dimensioni  $1 \text{ m}^2$  (Baggio et al. 2021).

La pendenza di equilibrio tra erosione e deposizione è stata stimata all'interno dell'intervallo di pendenza  $5^\circ$ - $10^\circ$ , in seguito alle osservazioni eseguite, in accordo con quanto riportato da Theule et al. (2011) per le colate detritiche. Un evento con caratteristiche intermedie tra corrente iperconcentrata e colata detritica risulta quindi meno limitato dalla pendenza nella sua azione erosiva, dando luogo a processi di scavo anche a pendenze più basse di quelle tipiche.

A valle delle briglie di consolidamento/tratto in roccia vengono registrati i valori più elevati di erosione in canale, a causa dell'elevata turbolenza che la corrente genera a seguito dell'impatto con la superficie (de Haas et al., 2020), tuttavia, per tali sezioni la correlazione negativa tra profondità di scavo e pendenza non è statisticamente significativa.

L'evento verificatosi il 13 luglio 2021 è stato identificato come una colata detritica in alcune sue fasi e come una corrente iperconcentrata in altre: la morfologia del canale molto discontinua, la particolarità geologica dell'area esaminata e i risultati delle analisi di erosione e pendenza hanno portato all'ipotesi di un evento dalle caratteristiche variabili. Il debrisgramma ottenuto tramite l'applicazione del metodo è da considerarsi attendibile per la durata di 45 minuti, in quanto fornisce un valore di volume solido movimentato che si avvicina abbastanza alla stima del volume solido accumulato a monte della briglia filtrante ( $15600 \text{ m}^3$ ). Considerando inoltre i volumi di accumulo registrati dai DoD nei vari tratti di canale si stima un volume depositato totale di circa  $17300 \text{ m}^3$  durante l'evento, molto simile al volume calcolato con il metodo precedentemente descritto.

I volumi calcolati tramite la relazione di Smart e Jaeggi (1983) risultano più alti di quelli calcolati con il metodo idrologico, tuttavia ciò è probabilmente da attribuire al fatto che tale relazione si riferisce a studi effettuati su pendenze inferiori ai  $12^\circ$ , quindi l'applicazione in questo frangente può portare a risultati che differiscono da quelli attesi.

È inoltre da considerare che la spaziatura del filtro della briglia filtrante, pari a 1,9 m, può aver consentito il passaggio di diverso materiale nelle fasi più liquide dell'evento.

Si può affermare inoltre che il trasporto di massi di grandi dimensioni, dotati quindi di alta energia al momento dell'impatto con opere di protezione e infrastrutture generiche, non sia una peculiarità esclusiva delle correnti ad altissima concentrazione solida, bensì anche di flussi con caratteristiche intermedie e variabili tra la colata detritica e la corrente iperconcentrata.

Le briglie di consolidamento presenti nel tratto in esame hanno avuto un ruolo importante nella limitazione degli effetti della corrente: la diminuzione della pendenza ha ridotto efficacemente la concentrazione solida del flusso, favorendo sì l'erosione nei tratti tra l'una e l'altra, ma evitando la maturazione della colata detritica. Da ciò deriva anche un'avvertenza progettuale che evidenzia la necessità di sovra-dimensionare la profondità delle fondazioni di briglie che si trovino a lavorare in condizioni simili a quelle del torrente Chieppena.

La briglia filtrante, attivatasi per la prima volta dalla sua costruzione, ha garantito l'arresto della piena solida principale di questo evento evitando la maturazione della corrente in colata detritica a tutti gli effetti: a valle di essa è presente un tratto rettilineo con pendenza costante a  $10,5^\circ$ , che avrebbe favorito lo sviluppo di un evento dal potenziale distruttivo molto alto. In questo modo si è generata comunque erosione a valle della briglia, che tuttavia non ha avuto la possibilità di dare luogo ad un evento in grado di danneggiare gli insediamenti posti lungo l'asse vallivo.

## 7. Bibliografia

- Baggio, T., Mergili, M., D'Agostino, V., 2021. Advances in the simulation of debris flow erosion: The case study of the Rio Gere (Italy) event of the 4th August 2017. *Geomorphology* 381(2021) 107664, DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107664
- Baggio, T., D'Agostino, V., 2022. Simulating the effect of check dam collapse in a debris-flow channel. *Science of The Total Environment* 816(2022):151660, DOI: 10.1016/j.scitotenv.2021.151660
- Borga, M., Boscolo, P., Zanon, F., Sangat, M., 2007. Hydrometeorological Analysis of the 29 August 2003 Flash Flood in the Eastern Italian Alp, *Journal of Hydrometeorology* 8(5): 1049-1067, DOI: 10.1175/JHM593.1
- Borga, M., Boscolo, P., Zanon, F., Sangati, M., 2007. Hydrometeorological analysis of the 29 August 2003 flash flood in the eastern Italian Alps. *Journal of Hydrometeorology*, 8(5), DOI: 10.1175/JHM593.1
- Bossi, G., Cavalli, M., Crema, S., Frigerio, S., Quan Luna B., Mantovani, M., Marcato, G., Schenato, G., Pasuto, A., 2015. Multi-temporal LiDAR-DTMs as a tool for modelling a complex landslide: a case study in the Rotolon catchment (eastern Italian Alps). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15:715–722, 2015 [www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/15/715/2015](http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/15/715/2015), DOI:10.5194/nhess-15-715-2015
- Brasington, J., Langham, J., Rumsby, B., 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport, *Geomorphology*, 53:299–316, DOI:10.1016/S0169-555X(02)00320-3
- Cavalli, M., Tarolli, P., 2011. Application of LiDAR technology for rivers analysis, in: *Italian Journal of Engineering Geology and Environment – Special Issue (1)*, Sapienza Università Editrice, 33–44, DOI:10.4408/IJEGE.2011-01.S-03
- Cavalli, M., Marchi, L., Sangati, M., Zanon, F., Borga, M., 2007. Erosione e trasporto dei sedimenti durante una piena improvvisa: l'evento del Rio Cucco, 29 agosto 2003. In: *Quaderni di Idronomia Montana* 27. Nuova BIOS: Cosenza; 231–245
- Cazorzi, F., Dalla Fontana, G., 1992. L'utilizzo dei sistemi informativi geografici nello studio idrologico di bacino (in Italian). *Quaderni di Idronomia Montana*, 12:83–115

- D'Agostino, V., 2020. Estratti dal materiale materiale didattico del corso “Protezione dal rischio idrogeologico”
- D'Agostino, V. 2020. Estratti dal materiale didattico del corso “Sistemazione dei bacini idrografici”
- D'Agostino, V., Bertoldi, G., 2013. On the assessment of the management priority of sediment source areas in a debris-flow catchment. *Earth Surf. Process. Landforms* 39:656–668 (2014), DOI: 10.1002/esp.3518
- D'Agostino, V., Cerato, M., Coali, R., 1996. Extreme events of sediment transport in the eastern Trentino torrents. In: *Proceedings of the International Symposium Interpraevent 1996*, GarmischPartenkirchen, Germany. 1:377–386
- D'Agostino, V., Marchi, L., 2001. Estimation of debris-flow magnitude in the eastern Italian alps. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science*, 26(9): 657-663, DOI: 10.1002/esp.1027
- De Haas, T., Nijland, W., de Jong, S.M., McArdell, B.W., 2020. How memory effects, check dams, and channel geometry control erosion and deposition by debris flows. *Scientific reports* 10:14024(2020), DOI: 10.1038/s41598-020-71016-8
- Dorigo, L., 1969. The river basins of Venetia. In: *L'evento alluvionale del novembre 1966*. Commissione interministeriale per lo studio della sistemazione idraulica e della difesa del suolo. Istituto Poligrafico dello Stato, Rome, Italy, 133–165
- Hugr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* (2014) 11:167–194, DOI 10.1007/s10346-013-0436-y
- Kronfellner-Kraus, G., 1984. Extreme sediment loads and erosion of torrents. *Proceedings of International Symposium Interpraevent*, Villach, Austria, 2:109-118 (in German)
- Marchi, L., Cavalli, M., 2007. Procedures for the Documentation of Historical Debris Flows: Application to the Chieppena Torrent (Italian Alps) - *Environ Manage*, 2007, 40:493–503, DOI 10.1007/s00267-006-0288-5, Springer Science+Business Media, LLC 2007
- Marchi, L., Cavalli, M., Sangati, M., Borga, M., 2009. Hydrometeorological controls and erosive response of an extreme alpine debris flow. *Hydrological Processes* 23(19): 2714–2727. DOI: 10.1002/hyp.7362

- Mizuyama, T., Kobashi, S., Ou, G. (1992) Prediction of debris flow peak discharge, *Proceedings of the International Symposium "Interpraevent", Bern, Switzerland*, 4:99–108, International Forschungsgesellschaft Interpraevent, Klagenfurt, Austria
- Moscariello, A., Marchi, L., Maraga, F., and Mortara, G., 2002. Alluvial fans in the Alps: sedimentary facies and processes, in *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples*, Vol. 32, eds I. P. Martini, V. R. Baker, and G. Garzón (Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd.), 141–166. DOI: 10.1002/9781444304299.ch9
- Ou, G., Mizuyama T., 1994. Predicting the average sediment concentration of debris flows. *J. Jpn. Erosion Control Eng. Soc.* 47(4):9 – 13
- Pierson, T. C., 1986. Flow behavior of channelized debris flows, mount St. Helens, Washington. In: A.D. Abrahams (ed.) *Hillslope Processes*, pp 269-296. Allen & Unwin, Boston
- Pierson, T. C., Jakob, M., Hungr, O., 2005. Hyperconcentrated flow - transitional process between water flow and debris flow. In book: *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, DOI: 10.1007/3-540-27129-5\_8
- Pitscheider, F., Comiti, F., Theule, J., Gems, B., Cavalli, M., 2022. DoD applications in small mountain basins: insights from the Gadria basin (Italy). *Rend. Online : Soc. Geol. It.*, 58:34-41, DOI: 10.3301/ROL.2022.19
- Rickenmann, D., 1991. Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117:1419-1439
- Smart, G.M., Jaeggi, M.N.R., 1983. Sediment transport on steep slopes. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zurich*, Eidgenössischen Technischen Hochschule
- Theule, J.I., Liébault, F., Laigle, D., Loye, A., Jaboyedoff, M., 2015. Channel scour and fill by debris flows and bedload transport. *Geomorphology* 243:92-105, DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.05.003
- Tognoni, G., Pendesini, M., Cova, E., 2021. I temporali di luglio 2021. 19 agosto 2021, *Meteotrentino*

- Tonini, D., 1968. The floods of November 1966 in Venetia and Friuli Venezia Giulia. In: Atti del Convegno sul Tema: Le scienze della natura di fronte agli eventi idrogeologici, Rome, Italy, 91–146
- U.S. Department of Agriculture, 1986. Urban hydrology for small watersheds. U.S. Department of Agriculture Tech. Release 55, 164 pp
- Venzo, G.A., Largaiolli, T., 1968. The basin of Chieppena Torrent (Trentino), Stratigraphy, Tectonics, Geomorphology and Hydrology, Landslides - Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali 17:1–103
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surf. Process. Landforms*, 35: 136-156. DOI:10.1002/esp.1886
- Wilson, K. C., 1985. Comparison of hyperconcentrated flows in pipes and open channels. In: *Proceedings of International Workshop on Flow at Hyperconcentrations of Sediment*, 115-138
- Zhang, W., Qi, J., Wan, P., Wang, H., Xie, D., Wang, X., Yan, G., 2016. An Easy-to-Use Airborne LiDAR Data Filtering Method Based on Cloth Simulation. *Remote Sensing*, 8(6):501

## **Ringraziamenti**

Si ringrazia il dottor Mario Cerato per aver stimolato l'interesse verso l'evento in questione e per aver fornito preziosi suggerimenti utili all'adeguata interpretazione del fenomeno analizzato.

Si ringrazia tutto il Servizio Bacini Montani di Trento, per aver messo a disposizione tempo e risorse al fine di perseguire l'obiettivo di ricerca, in particolare il dottor Ruggero Valentinotti, la dottoressa Tamara Michelini ed il dottor Gabriele Bertoldi, per aver aiutato il sottoscritto nella realizzazione di questo elaborato e per aver reso il periodo di tirocinio un importante momento formativo.