

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Analisi morfometrica e simulazione dinamica
degli eventi di colata detritica avvenuti nell'estate
del 2015 lungo il Rio Ravina di Cancia (BL)

Candidato:
Gabriel Pellegrinon

Relatore:
Prof. Alessandro Simoni

Indice

1. Premesse e obiettivi	3
2. Generalità e simulazione delle colate detritiche	5
2.1 Caratteristiche generali dei <i>debris flow</i> in ambiente dolomitico	5
2.2 Classificazione e terminologia	8
2.3 Simulazione dei <i>debris flow</i> : stato dell'arte	13
2.4 Erosione dei <i>debris flow</i> : stato dell'arte	17
3. Area di studio	21
3.1 inquadramento geografico	21
3.2 Inquadramento geologico	21
3.3 Assetto geomorfologico	24
3.4 Eventi di studio	26
4. Materiali e metodi	30
4.1 Dati iniziali e ambiente GIS	30
4.2 Valutazione del cambiamento del volume netto mobilitato	33
4.3 Definizione dell'erosione e della deposizione	34
4.4 Suddivisione del cambiamento del volume netto lungo il canale	35
4.5 Calcolo della pendenza di fondo canale	36
4.6 RAMMS .DF e preparazione degli input	38
4.7 DAN3D e preparazione degli input	44
4.8 Visualizzazione degli output	49
5. Discussione e sintesi dell'analisi morfometrica	51
5.1 incertezza del cambiamento di volume netto mobilitato	51
5.2 cambiamento del volume netto mobilitato	53
5.3 Pattern erosivi e deposizionali	59
5.4 Dinamiche erosive e deposizionali	63
5.5 Controllo morfologico delle dinamiche erosivo. Deposizionali	66
6. Discussione sintesi delle simulazioni	73
6.1 Dati di input	73
6.1.1 RAMMs – DF	73
6.1.2 DAN3D	79
6.1.3 Assunzioni, difficoltà simulazione nel sito e complessità di preparazione	82
6.2 Analisi di sensitività	84
6.2.1 RAMMs -DF	85
6.2.2 DAN3D	94
6.2.3 Limiti e possibilità di RAMMs -DF e DAN3D	98
6.3 Risultati di calibrazione	100
6.3.1 RAMMs -DF	101
6.3.2 DAN3D	112
6.3.3 Conservatività delle prestazioni	118
7. Conclusioni	122
8. Appendice	126
8.1 A1 – valutazione dell'incertezza del cambiamento di volume netto	126

8.2	A2 – estensione e volume di erosione netta e deposizione netta	127
8.3	A3 – suddivisione del cambiamento di volume netto	130
8.4	A4 – calcolo della pendenza di fondo canale	136
8.5	A5 – preparazione degli input di RAMMs – DF	138
8.6	A6 – preparazione degli input di DAN3D	140
8.7	A7 – lettura degli output	
9.	Bibliografia	142
10.	Sitografia	145

1. Premesse e obiettivi

Il carattere erosivo dei *debris flow* o colate detritiche ne causa l'aumento di volume o *entrainment* (Jakob & Hungr, 2005) e ne determina l'aumento dell'area potenzialmente impattata attesa (Frank et al 2015) con conseguente sottostima del rischio per la vita umana e per le infrastrutture. Tali fenomeni naturali estremamente rapidi (Cruden & Varnes, 1996) e impulsivi sono costituiti da misture di acqua sedimento e minormente d'aria (Iverson et al., 1997). Essi sono innescati in ambito Dolomitico principalmente da forze idrodinamiche di flussi d'acqua di origine meteorica agenti sulla superficie di fondo canale (Gregoretto & Dalla Fontana 2008) e propagati lungo depressioni topografiche incise durante i loro stessi eventi con profondità metriche (Berti et al. 1999). Tali unità geomorfologiche evitano la dispersione della frazione volumetrica acquosa del flusso (Jakob et al., 2005) aumentandone la potenziale distanza percorsa e fungono, soprattutto, da area di accumulo del detrito sciolto rimobilizzato delle falde originate dalla disgregazione meccanica delle pareti carbonatiche dell'area.

La ricarica ciclica di detrito nell'area d'innescò nel canale di propagazione da eventi precedenti e processi secondari, l'ingente spessore e pendenza delle falde detritiche post-glaciali (Mantovani et al. 2002) e le precipitazioni estive rapide e intense (Berti et al., 2005), costituiscono il contesto geologico e idrologico ideale per l'avvento di marcata erosione di fondo canale da *debris flow*. Il detrito nelle suddette aree è reso parco della frazione granulometrica fina senza cementazione da processi secondari quali flusso superficiale in regime idraulico ordinario e/o ipodermico (Berti & Simoni 2005).

Nel bacino di Rio Ravina di Cancia (Borca di Cadore, Vento, Italia) durante l'estate del 2015 si sono verificati due eventi di *debris flow* (nei giorni 23/07/2015 e 04/08/2015) la cui dinamica è influenzata dalla complessa geomorfologia e idrologia influenzate da numerosi interventi di mitigazione attiva (Mantovani et al. 2002).

Per definire il DEM (*Digital Elevation Model*) antecedente il primo evento nell'anno 2011 è stato svolto un rilievo LiDAR (*Light Detection And Ranging*) aereo dell'area aggiornato nel canale di propagazione fino a dicembre 2014 con rilievi GPS e rilievi LiDAR terrestri. Il DEM successivo al primo evento e quelli prima e dopo il secondo evento sono stati invece ricavati dalla fotogrammetria degli oggetti vicini (*close-range photogrammetry*) da drone.

Questi DEM forniti costituiscono i presupposti del lavoro di analisi su *ESRI Arc-GIS 10.2, 10.5* e *Golden Software Surfer 13* tramite metodi automatici appositamente sviluppati per la suddivisione e cumulo dei volumi netti mobilitati al termine degli eventi lungo il canale.

Il volume di ogni evento è calcolato dalla variazione di elevazione fra i suoi DEM rilevati prima e dopo ed è suddiviso nei tratti del canale in sezioni trasversali di spessore unitarie in analogia al metodo dello *yield rate* (Jakob et al., 2005).

Le stesse procedure automatiche sono applicate come base per il calcolo della pendenza e larghezza di fondo canale prima degli eventi per la definizione di una relazione fra erosione e pendenza a monte in relazione alla larghezza del fondo canale in relazione per la validazione della relazione proposta da Joshua et al. (2015).

L'analisi morfometrica condotta per entrambi gli eventi sottolinea l'influenza dell'*entrainment* nelle percentuali volumetriche di frazione solida e fluida dall'interpretazione delle cumulate di cambiamento di volume netto mobilitato degli eventi al loro termine. Tale interpretazione assieme alla relazione del cambiamento di volume

netto mobilitato con la pendenza a monte del fondo canale sottolineano l'importanza delle dinamiche erosive e deposizionali dei *debris flow* che ne variano continuamente la composizione e quindi la reologia.

La relazione sopracitata conferma quanto asserito da Joshua et al. (2015).

La variazione continua della reologia di detti flussi è estremamente importante dal momento che la parte successiva del lavoro, come parte della letteratura reperita, tende a trascurare quest'aspetto fondamentale dei *debris flow*, oltre che la loro natura impulsiva.

Gli stessi eventi sono stati calibrati coi metodi dinamici numerici di RAMMs -DF (Christen et al. 2010) e DAN3D (McDougall, 2006) basati su equazioni fisiche di flusso descritto da reologie monofase con parametri empirico- statistici. È stata condotta l'analisi di sensitività alla distribuzione dei depositi, all'aumento del volume del fluido e alla velocità massima raggiunta delle simulazioni dei due eventi coi due metodi per valutare la loro performance col loro approccio classico di simulazione senza erosione proprio dell'intera categoria dei metodi numerici. La medesima valutazione è condotta col recente approccio con erosione a cui tende la categoria dei metodi dinamici che simula l'aumento di volume del flusso tramite una relazione puramente empirica in DAN3D (McDougall & Hungr, 2004) e una relazione da misure di campagna in RAMMs – DF (Schruch et al, 2011). Difatti, le misure di campagna pongono in relazione la velocità del fluido monofase con lo sforzo di taglio basale del fluido sul materiale di fondo canale reso recentemente erodibile col recente *plug- in* di RAMMs – DF (Frank et al., 2015).

Il lavoro valida le simulazioni di *back- analysis* dei due metodi dinamici senza erosione in un canale di propagazione di *debris flow* particolare geomorfologicamente e idrologicamente. La loro calibrazione è condotta coi dati osservati ottenuti dall'analisi morfometrica degli eventi relativi. Il lavoro valuta positivamente la fattibilità di analisi previsionali senza erosione nell'area di Cancia poiché le relazioni empiriche statistiche dei modelli sono validate. Le analisi di sensitività dei parametri di erosione di entrambi i codici numerici sono analizzate con senso critico per definire i limiti della calibrazione con erosione degli eventi. La sensibilità estrema di RAMMs- DF alla morfologia pre- evento espressa in DEM con celle di 1 m di lato, congiuntamente all'invalidità del criterio di arresto del modello definisce i limiti delle calibrazioni e rende eventuali analisi previsionali poco applicabili.

Infine, le calibrazioni di *back- analysis* con erosione uniti ai risultati dell'analisi morfometrica della deposizione ed erosione degli eventi, aumenta la conoscenza dei pattern erosivi simulati dei *debris flow*, aspetto correntemente in fase di studio e approfondimento.

2 Generalità e simulazione delle colate detritiche

2.1 Caratteristiche generali dei *debris flow* in ambiente dolomitico

Le caratteristiche generali dei debris flow in ambito dolomitico, contesto in cui è inserito il caso di studio, vengono descritte per definire il fenomeno di cui tratta il lavoro.

Le colate di detrito o *debris flow* sono una miscela d'acqua, aria e sedimento che si muovono verso valle in incisioni topografiche per effetto gravitativo raggiungendo mobilità elevate per saturazione degli spazi vuoti da acqua e fango e per aumento volumetrico per erosione.

Entrambe le forze agenti della parte fluida, costituita da acqua e sedimenti, e dalla parte solida, costituita da sedimenti, influenzano estremamente il movimento *-la reologia-* del flusso, distinguendo i *debris flow* da fenomeni connessi di *rock avalanches*, dominate da forze di interazione della sola frazione solida, e di flussi d'acqua carichi di sedimenti, dominati da forze della frazione fluida (Iverson, 1997).

La presenza di un'incisione topografica determina il mantenimento della frazione volumetrica d'acqua nel flusso e il mantenimento del fenomeno (Costa 1984).

Le proprietà generali dei debris flow sono elencati in tabella 2.1.1

Proprietà	Simbolo	Valori tipici
Proprietà delle particelle solide		
Densità	ρ (kg/m ³)	2500 - 3000
Diametro medio	d (m)	10 ⁻⁵ -10
Angolo di attrito	ϕ_s (°)	25-45
Coefficiente di restituzione	e (-)	0.1-0.5
Proprietà del fluido interstiziale		
Densità	ρ_f (Kg/m ³)	1000-1200
Viscosità	μ (Pa s)	0,001-0,1
Proprietà della mistura		
Concentrazione volumetrica	c (-)	04-0.8
Permeabilità	k (m ²)	10 ⁻¹³ -10 ⁻⁹
Conducibilità idraulica*	K (m/s)	10 ⁻⁷ -10 ⁻²
Rigidezza alla compressione	E (Pa)	10 ³ -10 ⁵
Angolo di attrito	ϕ (°)	25-45
*Vale la relazione $\rho_f g k / \mu$, dove g indica l'accelerazione di gravità.		

Tabella 2.1.1: principali caratteristiche fisiche delle colate di detriti (Iverson 1997)

L'area interessata da *debris flow* è tradizionalmente divisa in tre unità morfologiche (figura 2.1.1):

- zona di innesco o sorgente;
- canale di trasporto o propagazione;
- area di deposizione o accumulo.

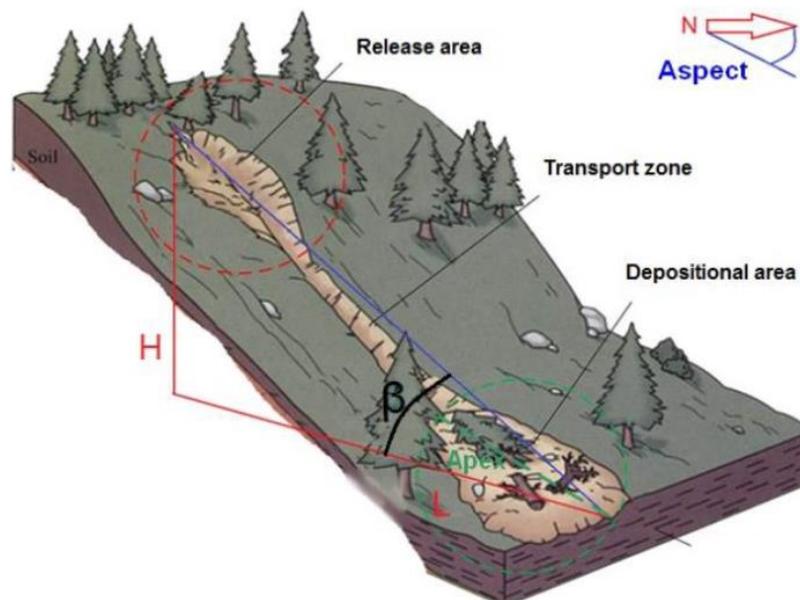


Figura 2.1.1: divisione dell'area in cui avvengono i debris flow.

Area di innesco o sorgente:

L'innesco di *debris flow* in area dolomitica è causato principalmente da forze idrodinamiche di flussi d'acqua di origine meteorica agenti sulla superficie del detrito di fondo canale (Gregoretti e Dalla Fontana 2008), sebbene il processo per liquefazione statica per diminuzione rapida dell'indice dei vuoti del materiale saturo di fondo canale agli sforzi di taglio esercitati dal flusso, pur non presentando evidenze, non sia da escludere (Berti & Simoni, 2005).

Sebbene la comprensione del deflusso superficiale, del processo di erosione e della generazione di *debris flow* da forze idrodinamiche superficiali sia ancora carente (Berti & Simoni, 2005), l'innesco di questa particolare tipologia di colata detritica dipende da (Gregoretti & Dalla Fontana, 2008):

- disponibilità e distribuzione granulometrica del materiale;
- pendenza e caratteristiche morfologiche – geometriche del bacino;
- portata di deflusso delle acque superficiali.

Nel contesto dolomitico il detrito di fondo canale nella zona di innesco è più permeabile rispetto al detrito di falda, corrispondente alle sponde del canale poiché le frazioni granulometriche fini corrispondenti sono minori del 5% in peso e maggiori del 15% in peso (Berti & Simoni, 2005). Seguono le diverse curve granulometriche del materiale di fondo canale e delle sponde del sito di Acquabona, sito rappresentativo dell'ambiente dolomitico (figura 2.1.2)

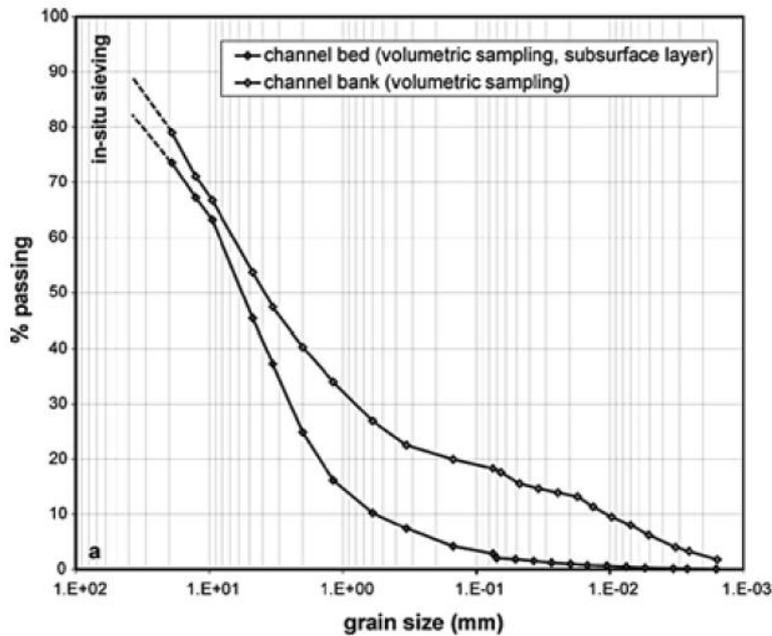


Figura 2.1.2: curve granulometriche nella zona di innesco del canale del fondo canale e delle sponde del canale (Berti e Simoni, 2005).

L'area contribuyente alla zona di innesco nel bacino di *debris flow* in ambiente dolomitico, comunemente posta alla transizione fra *bedrock* e detrito di falda, è caratterizzata da pendenza fra 45°-50°, presenza di roccia affiorante, assenza di vegetazione e assenza prevalente di suolo (Berti & Simoni, 2005). La forma ortogonale dei bacini rassomiglia il settore di un cerchio o un rettangolo (Gregoretto & Dalla Fontana, 2008):

La pendenza media del fondo canale è compresa fra 12° e 40° (Rield et al, 2016).

Il deflusso superficiale è dato dalla elevata risposta dei bacini di *debris flow* a precipitazioni pluviometriche intense e brevi (più di 15 mm in 30 min). La portata di deflusso è maggiore di 1 m³/s (Berti & Simoni, 2005).

Canale di trasporto o propagazione:

Successivamente i *debris flow* scorrono nel canale a quota minore dell'area contribuyente con moto estremamente non stazionario e non uniforme manifestato da altezza di flusso variabile dato da più impulsi di durata variabile dal secondo al minuto. L'intermittenza delle ondate varia da secondi a ore (Inversion, 1997). L'ondata generica può essere divisa in (figura 2.1.3):

- fronte parzialmente saturo in cui è concentrata la frazione granulometrica maggiore del volume solido (*rigid plug*) (Iverson 1997; Costa, 1984);
- parte centrale saturo in cui si assiste all'eterogeneità granulometrica del volume solido, assimilabile a un fluido viscoso (costituito dal volume fluido e dalla frazione fine del volume solido) in cui è incorporata la frazione più grossolana del volume solido;
- coda sottile fluida in cui il volume solido è notevolmente ridotto.

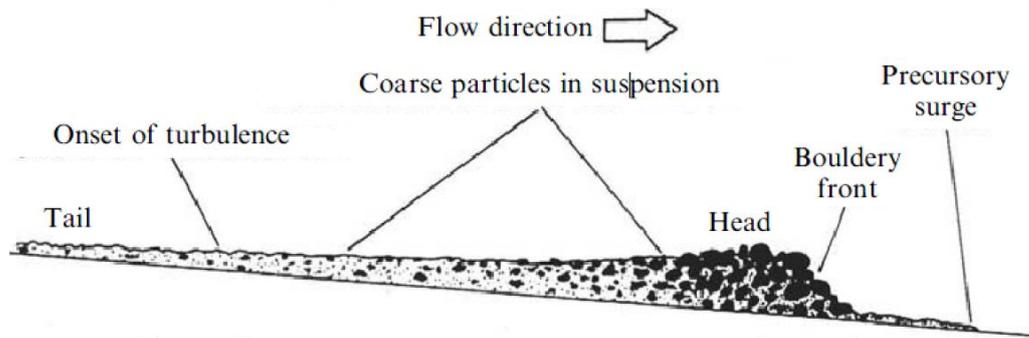


Figura 2.1.3: rappresentazione schematica in sezione delle 3 parti di un impulso generico di debris flow (Jakob, 2005)

I *debris flow* hanno carattere fortemente erosivo in ambiente dolomitico, difatti il canale è approfondito verticalmente di metri dopo che è stato percorso dal flusso (Berti et al 1999). Questo aspetto appare intuitivamente strettamente connesso al meccanismo di innesco dei *debris flow* in ambiente dolomitico.

L'erosione e la deposizione nel canale causate dai debris flow sono ampiamente esaminate nel paragrafo apposito successivo.

La percentuale di volume solido e fluido dei *debris flow* (comprese 30 -70 % (Jakob, 2005) varia durante il percorso a causa della percentuale di volume eroso e depositato e dell'acqua aggiunta o espulsa durante il percorso (Takahashi, 2007) che rende la reologia delle colate di detrito estremamente variabile se assunta come un'unica fase.

Pendenze inferiori di 12° denotano solitamente l'inizio dell'area di deposizione in cui la deposizione prevale sull'erosione (Ried et al 2016) sebbene l'erosione possa verificarsi al di sotto di tale soglia (Schruch et al., 2011, Breien et al., 2008). La copertura vegetale è presente in alternanza a accumuli recenti la cui deposizione avviene con graduazione inversa con lobi la cui giustapposizione forma conoidi con angoli fra 8 -20° e con profili longitudinali rettilinei uniformi.

2.2 Classificazione e terminologia

Il fenomeno di *debris flow* descritto nel peculiare contesto dolomitico è inserito nelle molteplici classificazioni proposte in letteratura, in quanto l'uso di una sola classificazione risulta incompleto.

Con il termine frana o fenomeno franoso (movimenti di versante) si intende il movimento di materiale (roccia, detriti o terra) che avviene lungo i versanti per effetto della forza di gravità (Cruden, 1991)

La classificazione di Cruden e Varnes (1996) discrimina i movimenti di versante attraverso: 1) tipo di materiale mobilitato; 2) tipo di movimento; 3) velocità di movimento (Tabella 2.2.1 e tabella 2.2.2). Per tipo di movimento si intende lo spostamento relativo tra il materiale mobilitato e il materiale in posto, ponendo l'accezione sulla distribuzione dei movimenti nello spazio a cui è connessa la forma della superficie di scorrimento del corpo di frana, se esistente). Attraverso questo criterio le frane sono divise in 5 macro-categorie: crollo (*fall*), ribaltamento (*topple*), scorrimento (*slide*), espansione laterale (*lateral spread*), flusso o colata (*flow*). Il materiale mobilitato, diviso nelle precedenti categorie di movimento, è distinto in roccia (*rock*), in detrito (*debris*) e in terra (*soil*) definiti in EPOCH (1991-93). Così si ottengono 15 classi di fenomeni franosi.

TIPO DI MOVIMENTO	TIPO DI MATERIALE		
	Rocce	Detrito	Terreni fini
Crolli (<i>falls</i>)	Crolli di roccia	Crolli di detrito	Crolli di terra
Ribaltamenti (<i>topples</i>)	Ribaltamento di roccia	Ribaltamento di detrito	Ribaltamento di terra
Scorrimenti (<i>slides</i>)	Rotazionali	Scorrimento rotazionale di roccia	Scorrimento rotazionale di terra
	Traslazionali	Scorrimento traslazionale di roccia	Scorrimento traslazionale di terra
Espandimenti laterali (<i>lateral spreads</i>)	Espandimenti laterali di roccia	Espandimenti laterali di detrito	Espandimenti laterali di terra
Flussi (<i>flows</i>)	Flussi di roccia	Flussi di detrito	Flussi di terra
Frane complesse / composite (<i>complex</i>)	Combinazione di 2 o più tipi nello spazio e/o nel tempo		

Tabella 2.2.1: classificazione dei fenomeni franosi secondo Cruden e Varnes (1996).

La velocità di movimento, legata strettamente al rischio e danno prodotto, caratterizza ognuna delle 15 classi con 7 intervalli di velocità. Le classi di velocità 6 e 7, caratterizzanti le colate di detrito, provocano danni alle strutture e rappresentano un rischio alla vita umana.

Classe di velocità	Descrizione	Danni osservabili	Velocità tipiche
1	Estremamente lente	Costruzione edifici possibile	<16 mm/anno
2	Molto lente	Alcune strutture permanenti possono essere danneggiate dal movimento	16 mm/anno
3	Lente	Possibilità di intraprendere lavori di rinforzo e di restauro durante il movimento	1.6 mm/anno
4	Moderate	Alcune strutture temporanee e poco danneggiabili possono essere mantenute	13 m/mese
5	Rapide	Distruzione di strutture, immobili e installazioni permanenti	1.8 m/h
6	Molto rapide	Velocità troppo elevata per permettere l'evacuazione delle persone	3 m/min
7	Estremamente rapide	Edifici distrutti per l'impatto del materiale spostato. Fuga impossibile	5 m/s

Tabella 2.2.2: scala di intensità dei fenomeni franosi (Cruden e Varnes 1996)

Questa classificazione permette di escludere innumerevoli fenomeni franosi, ma al contempo classifica i movimenti di colata in sole 3 classi distinte tramite le sole classi di materiale e di velocità, le quali, tuttavia, non necessariamente identificano la reologia del fenomeno e le sue variazioni nel tempo.

Per queste ragioni Hungr et al. (2001) hanno definito una classificazione per la macro-categoria dei flussi o colate, aggiornata poi nel 2013 riconoscendo che non sempre vi sia una superficie di scorrimento. Gli autori definiscono le colate come un flusso su un corpo

rigido con concentrazione delle deformazioni dominanti difficilmente definibili se all'interno o lungo il perimetro. Dichiarano, inoltre che spesso questi fenomeni di flusso si originano *prevalentemente* come movimenti franosi, lasciando intendere la possibilità di altri meccanismi di innesco, quali l'erosione idraulica superficiale di fondo canale. La classificazione si compone di 11 classi (tabella 3) definite da: 1) proprietà del materiale trasportato; 2) contenuto in acqua comprendente relazioni con l'indice di plasticità; 3) meccanismi del materiale trasportato; 4) volume dell'evento; 5) velocità dell'evento.

o con tracciamento	Water Content	Special Condition	Velocity	Name
Silt, Sand, Gravel, Debris	Dry, moist or saturated	- no excess pore pressure - limited volume	Various	<i>Non-liquified sand</i> (silt, gravel, debris) <i>flow</i>
Silt, Sand, Debris, Weak rock	Saturated at rupture surface content	- liquifiable material - constant water	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Sand</i> (silt, debris, rock) <i>flow slide</i>
Sensitive clay	At or above liquid limit	- liquefaction in situ - constant water content	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Clay flow slide</i>
Peat	Saturated	-excess pore-pressure	Slow to Very Rapid (1.6 m/year to 3 m/min)	<i>Peat flow</i>
Clay or Earth	Near plastic limit	- slow movements - plug flow (sliding)	< Rapid (< 1.8 m/hr)	<i>Earth flow</i>
Debris	Saturated	- established channel -increased water content	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Debris flow</i>
Mud	At or above liquid limit	- fine -grained debris flow	> Very Rapid (> 0.05 m/s)	<i>Mud flow</i>
Debris	Free water present	- flood	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Debris flood</i>
Debris	Partly or fully saturated	- no established channel - relatively shallow - steep source	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Debris avalanche</i>
Fragmented rock	Various, mainly dry	- intact rock at source - large volume	Extremely Rapid (typical 5 m/s)	<i>Rock avalanche</i>

Tabella 2.2.3: classificazione dei fenomeni di frana tipo flusso di Hungr et al. (2001, 2013).

Il fenomeno trattato nel lavoro di tesi rientra nella categoria di *debris flow* di questa classificazione, la cui descrizione è: "un *debris flow* o colata di detrito è un flusso da rapido a estremamente rapido (da 0.05 a 20 m/s) di detrito saturo, non plastico in un canale ripido. È caratterizzato da forte incorporamento di materiale e acqua lungo il percorso" (Hungr et al, 2013).

La presenza di un canale o di un'incisione topografica preesistente è determinante per la reologia del fenomeno: tale depressione raccoglie l'acqua di deflusso superficiale, aumentando il contenuto idrico della colata, permettendo la formazione e il mantenimento di uno stato saturo di acqua. Tale stato saturo causa un'altezza di flusso maggiore al fronte e relativo caratteristico profilo longitudinale con gradazione inversa dei clasti (Costa, 1984). La classificazione presa in esame non tiene conto delle variazioni nella concentrazione volumetrica, nella distribuzione granulometrica e nella composizione geologica della fase solida del flusso che ne determinano variazioni reologiche che si riflettono nella distanza e nella superficie percorsa dal flusso. La possibile variazione reologica da flusso d'acqua a

colata di detrito non viene espressa e sono necessarie ulteriori classificazioni per i *debris flow* parzialmente rientranti dalla classificazione di Hungr et al. (2013, 2001).

La classificazione reologica di Costa (1984) classifica i flussi canalizzati in funzione dei loro parametri fisici quali concentrazione di frazione solida, densità, tipo di deposito e ne associa il tipo di fluido. (tabella 2.2.4)

Flusso	Frazione solida (% in peso)	Densità (t/m ³)	Resistenza (Pa)	Tipo di fluido	Tipo di deposito
Flusso d'acqua	1 - 40	1.01 – 1.3	< 10	Newtoniano	Classati, stratificati
Flusso iperconcentrato	40 - 70	1.3 – 1.8	10 - 20	Appros. Newtoniano	Poco classati, debolmente stratificati
Debris flow	70 - 90	1.8 – 2.6	> 20	Visco-plastico	Argini e lobi di detrito poco classato

Tabella 2.2.4: classificazione reologica di flussi sedimento acqua (Costa, 1984)

Questa classificazione pur non considerando la frazione fine che influenza considerevolmente le caratteristiche reologiche dei flussi associa ai *debris flow* la reologia visco- plastica.

Questa conoscenza indicativa della reologia che descrive i debris flow è estremamente importante per la loro modellazione numerica con metodi di simulazione di flusso basati su equazioni fisiche i cui termini di resistenza allo scorrimento sono assunti con reologie monofase non riprodotte la fisica del fenomeno.

La classificazione di Takahashi (2007) pone l'attenzione sulla variazione reologica dello stesso fenomeno durante il percorso a causa della variazione della concentrazione volumetrica dei sedimenti trasportati per il carattere erosivo e deposizionale del flusso. Takahashi classifica i fenomeni di flusso canalizzati in funzione della concentrazione volumetrica dei sedimenti trasportati mediante le seguenti soglie di concentrazione volumetrica dei sedimenti trasportati:

- fra 0.05 e 0.10 il materiale fine è in sospensione mentre quello più grossolano si muove sul fondo, il flusso ha nome di flusso d'acqua;
- fra 0.10 e 0.20 circa il flusso ha un intenso trasporto solido di fondo, mentre nella parte superiore del flusso la concentrazione rimane bassa. Il flusso è definito da Takahashi stesso come *debris flow immaturo*;
- per valori superiori a 0.2 la concentrazione è sufficientemente alta per definire i flussi come *debris flow* (maturi) divisi in tre categorie secondo il seguente diagramma triangolare (Takahashi 2007):

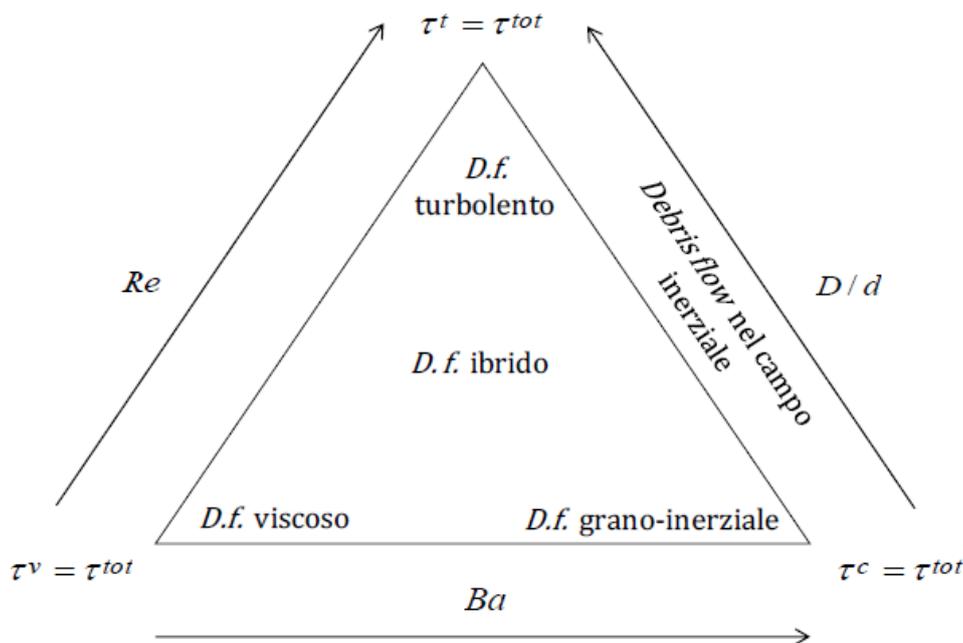


Figura 2.2.5: dominio transizionale dei debris flow “maturi” fra i tre estremi caratterizzati da sforzo di taglio tensionale viscoso τ^v , turbolento τ^t , e collisionale τ^c (Takahashi, 2007, modificato).

Le categorie, divise gradualmente per indicare la variabilità reologica del fenomeno durante il percorso, sono definite da:

- numero di Reynolds, Re , che esprime il rapporto fra le forze inerziali agenti e quelle viscose nella miscela:

$$Re = \rho D^2 v_{xy} / \mu \quad (2.1)$$

- numero di Bagnold, Ba , che esprime il rapporto fra gli sforzi collisionali fra i grani e le forze viscose:

$$Ba = f(c, e) p_s d^2 v_{xy} / \mu \quad (2.2)$$

- il rapporto di profondità relativa D/d ottenibile rapportando il numero di Reynold a quello di Bagnold che esprime il rapporto fra delle forze inerziali agenti agli sforzi collisionali nella miscela.

In cui:

- ρ : densità del fluido;
- D : rigidità del fluido;
- v_{xy} : velocità orizzontale del fluido;
- μ : forze viscose del fluido;
- c : concentrazione volumetrica dei sedimenti;
- e : coefficiente di restituzione agli urti;
- p_s : pressione dispersiva;

Le categorie di colate detritiche così definite sono:

- colate di detrito viscoso (*viscous debris flow*) in cui l'energia viene dissipata per le forze viscose nel fluido in cui il moto appare regolare;
- colate detrito turbolente (*muddy debris flow*) in cui il moto è turbolento analoga a quella nel flusso d'acqua;
- colate di detrito pietrose (*stony debris flow*) in cui il moto è fortemente influenzato dal moto collisionale della porzione granulometrica più grossolana.

Questa classificazione pur non considerando la prevalenza di collisioni al fronte e prevalenza di moto turbolento o viscoso alla coda e pur entrando in lieve contrasto con

quella di Hungr (2001, 2013) per il termine “*muddy debris flow*”, dichiara con chiarezza che la reologia dei *debris flow* è variabile durante il percorso, se assunta come una fase unica.

2.3 Simulazione dei *debris flow*: stato dell’arte

Sono esposti i metodi per la valutazione dell’impatto dei fenomeni di *debris flow* al fine di collocare i modelli dinamici numerici utilizzati nel loro insieme ed evidenziarne le potenzialità e limiti.

La valutazione della pericolosità associata alla propagazione di movimenti di versante estremante rapidi, o *runout* (Hungr et al., 2017), nello specifico di *debris flow*, tiene in considerazione la velocità massima, la massima altezza di flusso, lo spessore e l’estensione della deposizione (Berti & Simoni 2007).

Nel caso in cui il *debris flow* rimanga confinato nel canale di trasporto è conveniente stimare la distanza percorsa o distanza di *runout* definita come la lunghezza orizzontale dalla zona di innesco al fronte dell’area di deposizione (L in figura 2.1).

L’impatto dei fenomeni di colata detritica è valutato con quattro metodi (Schiedl et al., 2013) (figura 2.3.1)

- evidenze storiche e geologiche del *runout* di eventi passati;
- equazioni empiriche calibrate statisticamente delle aree impattate;
- modelli calibrati statisticamente vincolate da parametri scalati fisicamente;
- modelli fisicamente basati su conservazione della massa, momenti ed energia.

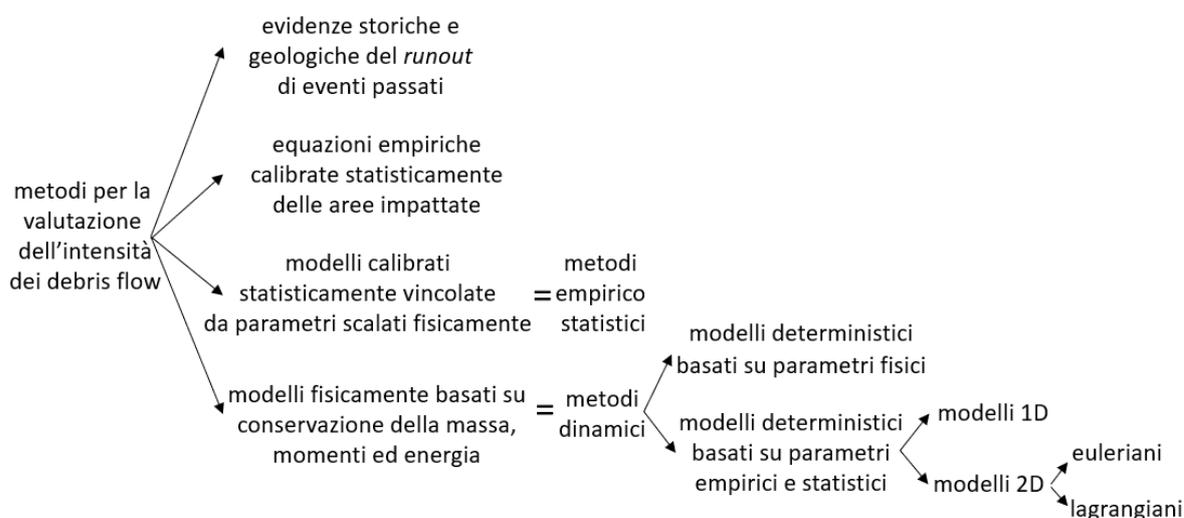


Figura 2.3.1: schema concettuale riassuntivo dei metodi di stima dell’impatto dei fenomeni di *debris flow* con approfondimento relativo ai metodi dinamici utilizzati

Il primo metodo si basa sulla raccolta di informazioni storiche e sul riconoscimento geomorfologico e geologico in campagna e da telerilevamento di eventi passati in un determinato sito.

Le equazioni empiriche calibrate statisticamente correlano la distanza percorsa all’angolo di distanza percorsa o il volume depositato all’area coperta da essa o all’area della sezione trasversale al canale di propagazione.

Entrambi gli approcci sopracitati non permettono di definire completamente l’intensità dei *debris flow*, data l’assenza di considerazione della velocità massima, massima altezza di

flusso e spessore e stensione della deposizione. In aggiunta, tali approcci considerano assunzioni rilevanti come assenza di deposizione e erosione lungo il canale di trasporto, area di deposizione con pendenza pseudo orizzontale, non distinguendo i fenomeni di debris flow da fenomeni di *rock avalanche* (Hung et al., 2017), rendendo la stima dell'impatto estremamente semplicistica.

Gli ultimi due metodi di risoluzione numerica corrispondono rispettivamente a (Berti & Simoni 2007):

- metodi empirico- statistici;
- metodi dinamici.

I metodi di risoluzione numerica empirico- statistici rappresentano l'implementazione numerica delle equazioni empiriche calibrate statisticamente delle aree impattate come avvenuto per il modello DFLOWZ (Berti e Simoni, 2007). Pur non riproducendo fisicamente il fenomeno, questi metodi non pongono la scelta del valore di pressione dei pori interni al fluido e dei parametri reologici e non considerano le assunzioni poste dai modelli dinamici (Inversion, 1997).

I metodi di risoluzione numerica dinamici risolvono le equazioni di De Saint Venant generalizzate per i debris flow analogamente alla generalizzazione per le colate di terra di Savage Hutter (1989) (Rickenman, 2005).

Le equazioni di De Saint Venant in una dimensione o di Navier Stokes in due dimensioni sono risolte col bilancio di massa dei momenti e di energia della massa rilasciata.

I modelli sono divisi in base alla categoria di reologia implementata per la simulazione degli sforzi resistenti al flusso riprodotto (McDougall, 2016):

- modelli deterministici basati su parametri fisici;
- modelli deterministici basati su parametri empirici e statistici.

La prima categoria di modelli è basata su parametri reologici con senso fisico del fenomeno sebbene non misurabili distinguendo o unendo la fase fluida e solida dal flusso continuo non stazionario trattandolo rispettivamente come grano inerziale o omogeneo.

I modelli deterministici basati su parametri empirici e statistici o *semi-empirici*, (McDougall, 2016) risolvono le stesse equazioni fisicamente basate di De Saint – Venant o di Navier Stokes i cui termini di resistenza allo scorrimento sono forniti da una reologia monofase i cui parametri non sono hanno senso fisico.

La sola procedura per la corretta definizione dei parametri reologici di un evento passato è la loro analisi di sensitività alla velocità massima, alla massima altezza di flusso, allo spessore e all'estensione della deposizione. I parametri reologici ed eventualmente quelli propri del modello dinamico, sono restringibili eventualmente al loro intervallo delle calibrazioni della stessa tipologia di fenomeno sito in un conteso idraulico, idrogeologico, geomorfologico, geologico simile. Tali analisi di sensitività sono propedeutiche alla calibrazione dei parametri reologici del fenomeno che forniscono la soluzione di *back analysis* dell'evento.

Questa tipologia di modelli in cui la fase fluida e solida del fluido sono unite in un'unica fase continua omogenea o *fluido equivalente* (Hung, 1995), è la più diffusa in ambito applicativo fra i modelli dinamici (figura 2.3.2) nonostante la risoluzione numerica preveda l'assenza di 1) molteplici impulsi; 2) reologia variabile durante il percorso; 3) prevalenza di forze di

resistenza allo scorrimento maggiori al fonte; 4) minoranza dalle forze di resistenza al movimento alla coda, date rispettivamente da prevalenza di frazione volumetrica solida e fluida (Inversion, 1997).

Model	Type	Selected reference
3dDMM	3D, continuum	Kwan and Sun (2007)
DAN	2D, continuum	Hungr (1995)
DAN3 D	3D, continuum	McDougall (2006)
FLATModel	3D, continuum	Medina et al. (2008)
FLO-2 D	3D, continuum	FLO-2 D Software Inc. (2007)
Flow-R	3D, spreading algorithm	Horton et al. (2013)
GeoFlow-SPH	3D, continuum	Pastor et al. (2009b)
D-Claw	3D, continuum	Iverson and George (2014)
MADFLOW	3D, continuum	Chen and Lee (2000)
MassMov2D	3D, continuum	Begueria et al. (2009)
PFC	3D, discontinuum	Poisel and Preh (2008)
RAMMS	3D, continuum	Christen et al. (2010)
RASH3D	3D, continuum	Pirulli (2005)
r.avalanche	3D, continuum	Mergili et al. (2012)
r.avaflow	3D, continuum	Mergili et al. (2017)
Sassa-Wang	3D, continuum	Wang and Sassa (2002)
SCIDDICA S3-hex	3D, cellular automata	D'Ambrosio et al. (2003)
SHALTOP-2D	3D, continuum	Mangeney-Castelnau et al. (2003)
TITAN2D	3D, continuum	Pitman et al. (2003)
TOCHNOG	3D, continuum	Roddeman (2002)
VolcFlow	3D, continuum	Kelfoun and Druitt (2005)
Wang	2D, continuum	Wang (2008)

Figura 2.3.2: lista di metodi numerici dinamici monofase basati su equazioni fisiche e parametri empirico-statistici disponibili o in via di sviluppo (McDougall, 2014)

Nell'ampio panorama dei modelli semi-empirici (figura 2.3.2) sono stati utilizzati RAMMS – DF (Rapid Mass Movement – Debris Flow) e DAN3D (Dynamic Analysis 3D) poiché resi disponibili dagli autori.

La terminologia dei modelli numerici dinamici è brevemente riassunta per comprendere la descrizione nel capitolo 3 dei due metodi sopracitati.

I modelli numerici sono divisi in (Hungr, 2017) 1) modelli 1D (in ingegneria geotecnica) o 2D (in ingegneria idraulica) che risolvono la soluzione lungo il profilo rappresentativo del percorso della massa in movimento non considerando la variazione del suo spessore; e in 2) modelli 2D (in ingegneria geotecnica) o 3D (in ingegneria idraulica) che risolvono la soluzione nella griglia del modello del terreno tramite le assunzioni di laminazione di piena (*shallow water assumptions*) che comportano (McDougall, 2016):

- ortogonalità del calcolo dello sforzo agente sugli elementi di volume rilasciato sia alla superficie delle celle della griglia del modello del terreno;
- conseguente assenza di sforzi di taglio laterali agli elementi di volume rilasciato;
- aumento lineare dello sforzo ortogonale con lo spessore dell'elemento.

Tali assunzioni rendono la soluzione potenzialmente instabile fra le celle della griglia con elevata differenza di elevazione.

La discretizzazione del volume rilasciato sul dominio di modellazione avviene con metodo (figura 2.3.3): 1) euleriano che risolve la soluzione distribuendo il volume rilasciato diviso

in elementi su di una griglia fissata e 2) lagrangiano che risolve la soluzione dividendo il volume rilasciato in elementi su una griglia che ne segue il movimento.

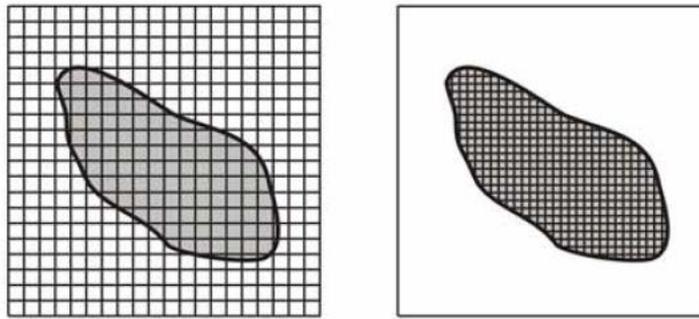


Figura 2.3.3: distribuzione del volume su griglia euleriana (a); e su griglia lagrangiana (b) (McDougall, 2006).

Le reologie monofase implementate nei metodi numerici dinamici basati su equazioni fisiche con parametri empirico – statistici sono brevemente riassunte dal momento che i loro parametri determinano la resistenza allo scorrimento dei termini delle equazioni di Navier Stokes implementate nei bilanci di massa e dei momenti dei suddetti modelli e perché tali termini sono assunti aumentare linearmente con l’aumento dell’altezza di flusso.

Le reologie adatte per la simulazione di debris flow sono (Rickenman, 2005):

- *Herschel- Bulkley* ristretta al caso pseudo plastico dipendente dalla viscosità μ_p (figura 2.3.4);
- *Herschel- Bulkley* ristretta al caso *Bingham*, dipendente dalla viscosità μ_b e dallo sforzo di taglio critico, τ_c (figura 2.3.4);
- *Voellmy*, reologia dipendente dal coefficiente di frizione basale, μ , dominante durante l’arresto e dal coefficiente di frizione turbolenta viscosa o di velocità quadrata di trascinamento, ξ , dominante durante il movimento.

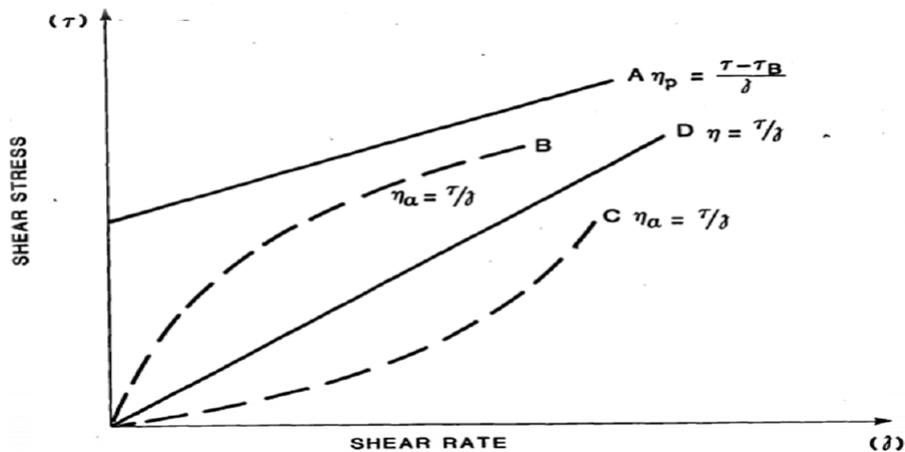


Figura 2.3.4: grafico sforzo di taglio, τ , - tasso di deformazione, $\dot{\gamma}$ per fluidi:

A: *Bingham*: viscosità plastica μ_b , sforzo di taglio critico, τ_B ; B: *pseudo- plastici*: μ_p , viscosità pseudo plastica; C: *dilatante*: μ , viscosità dilatante; C: *newtoniano*: μ , viscosità (Van Wazer et al., 1963).

La reologia Voellmy (Voellmy, 1955) è stata modificata nella reologia Voellmy- Salm per descrivere meglio le valanghe di neve (Salm, 1993). Essa è stata successivamente applicata a modelli specifici per *debris flow* (Christen et al., 2010), pur non presentando sostanziali differenze nella simulazione di eventi con la classica reologia Voellmy (Schraml et al. 2015). A tali reologie Voellmy e Voellmy- Salm è attribuita la migliore riproduzione dei fenomeni di *debris flow* nei modelli con soluzione in una dimensione. (Rickenmann, 2005), mentre

nei modelli con soluzione in due dimensioni non è chiaro sebbene la reologia più largamente utilizzata sia sempre la Voellmy (Hungr 2017).

Non esiste un intervallo preciso dei parametri reologici Voellmy, μ e ξ , per i fenomeni di *debris flow* simulati con i modelli disponibili: l'intervallo dato dalle calibrazioni dei casi di studio di bibliografia è largamente sovrapposto con corrispondente intervallo dei fenomeni di *rock avalanche* (Figura 2.3.5).

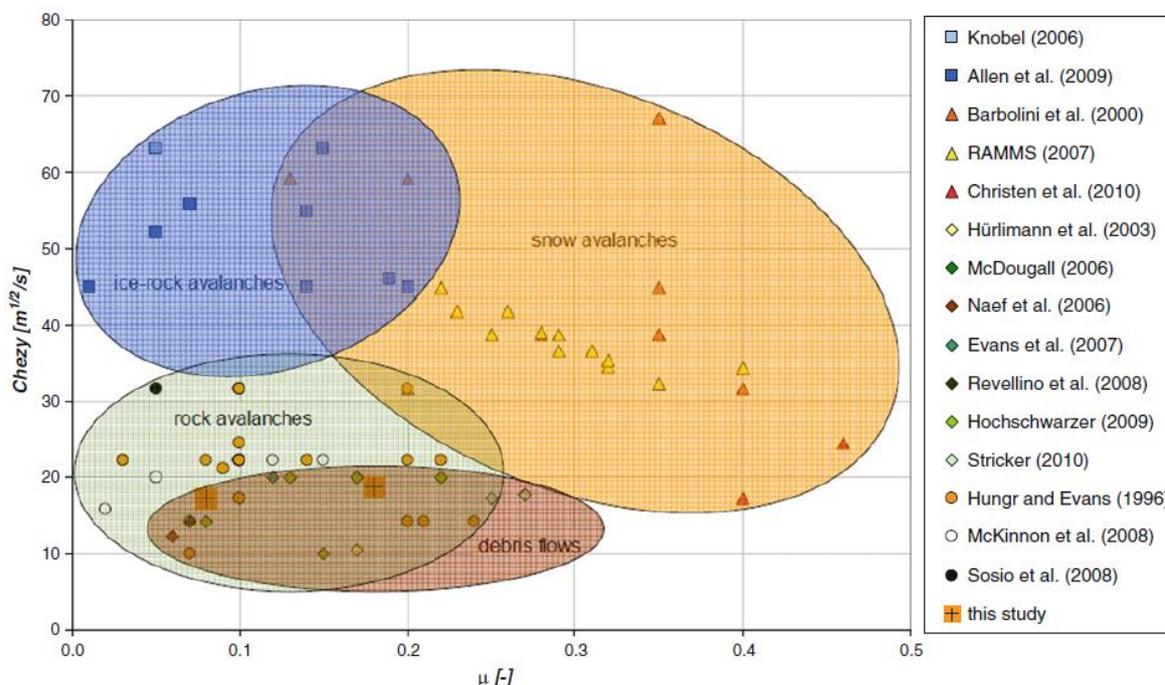


Figura 2.3.5: miglior combinazione di parametri reologici Voellmy e Voellmy – Salm μ e ξ (in cui ξ è espresso come numero di Chezy pari alla sua radice quadrata) delle calibrazioni effettuate con differenti modelli numerici dinamici per i relativi casi di studio e raggruppate nelle rispettive tipologie di fenomeni di flusso (Schiedl et al, 2013).

Nonostante tale incertezza i valori raccomandati sono circa uguali all'arcotangente dell'angolo di pendenza topografica nell'area di deposizione fra 0.05 e 0.40 per μ e valori fra 100 e 1000 m^2 per ξ per la reologia Voellmy - Salm implementata in RAMMs (Frank et al., 2015; Bartlet et al., 2013).

È stata riscontrata anche una dipendenza dei parametri reologici Voellmy-Salm dalla pendenza media dell'area di deposizione e volume per diversi eventi di *debris flow* in diversi bacini (Simoni et al., 2012)

2.4 Erosione dei debris flow: stato dell'arte

Siccome la reologia delle colate di detrito varia in funzione della concentrazione volumetrica del materiale trasportato che varia in funzione dell'erosione e della deposizione lungo il canale di propagazione (Takahashi, 2007, Costa, 1984), e siccome i metodi dinamici numerici di simulazione dei debris flow assumono una sola reologia monofase (Hungr. 2017), un quadro generale dell'erosione e della deposizione lungo il percorso diventa essenziale per comprendere i limiti delle *performance* dei suddetti modelli.

Al fine di evitare incomprensioni si chiarisce il significato dei termini inglesi *erosion* e *entrainment* nell'ambito dei *debris flow*. Col termine *erosion*, tradotto "erosione", si

intende il volume di materiale sottratto al terreno, mentre col termine *entrainment*, lasciato tale, si intende il volume di materiale eroso che contribuisce ad aumentare il volume del flusso. (Frank et al 2015, 2017)

L'*entrainment* è contemporaneo alla deposizione durante un evento di *debris flow* a causa della contemporaneità dello scambio di frazione volumetrica solida dal detrito del canale di propagazione e flusso e viceversa (Schruch, 2011), sebbene le evidenze di campagna identifichino la prevalenza di *entrainment* nei tratti più pendenti del percorso, escludendone la deposizione (Frank et al., 2017, 2015, Schruch, 2011, Breien et al., 2008, Berti et Simoni, 2005).

L'*entrainment* è causato dall'erosione dei seguenti processi erosivi associati al flusso delle colate detritiche (Reid et al. 2016):

- erosione del detrito di fondo canale dal processo di *debris flow* stesso;
- instabilità e franamento delle sponde del canale per sotto-escavazione al piede dai *debris flow*;
- franamento di terreno nel flusso ad opera di altri movimenti di versante adiacenti;
- erosione e movimento colluviale su versanti tributari il canale;
- coalescenza di multipli flussi lungo il reticolo idrografico.

Pur non essendo sempre l'erosione connessa alla mobilitazione di detrito di fondo canale il processo dominante (Reid et al. 2016) è il processo su cui verte maggior attenzione perché:

- è il processo più strettamente legato al processo di *debris flow* (Frank et al 2015);
- gli altri processi accumulano prevalentemente detrito nei vari tratti del fondo canale per essere poi mobilizzato (Theule et al. 2012), non senza variazione di erosione selettiva della frazione volumetrica più fina (Berti e Simoni, 2005).
- i modelli numerici che simulano erosione, simulano questo tipo di processo (Frank et al., 2015, McDougall & Hungr, 2004).

L'erosione potenziale di fondo canale può essere limitata dalla disponibilità di detrito è quindi essa viene distinta in (Jakob & Hungr, 2005): 1) *supply unlimited* se non limitata da tale disponibilità e 2) *transport limited* se limitata dalla disponibilità di detrito per la presenza di materiale meno erodibile come il basamento roccioso. Entrambe le condizioni dipendono dal tasso di ricarica del bacino nel canale (Theule et al 2012).

Sebbene gli studi pubblicati sull'*entrainment* dei *debris flow* siano parzialmente contraddittori, è possibile definire la sua dipendenza dai seguenti fattori:

- pendenza del fondo canale: l'*entrainment* aumenta con l'aumento della pendenza (Joshua et al., 2015; Takahashi 2007; McDougall & Hungr 2004);
- volume del flusso: l'*entrainment* aumenta con l'aumento dell'altezza di flusso data dall'aumento del suo volume dato dall'erosione stessa (Schruch et al., 2011; Griswold & Iverson, 2008) con un *feedback* positivo;
- larghezza del fondo canale: l'*entrainment* aumenta all'aumento della larghezza del fondo canale (Theule et al., 2012, Griswold & Iverson, 2008);
- contenuto d'acqua del materiale di fondo canale: l'erosione è maggiore per materiale di fondo canale saturo (McCoy et al. 2012; Iverson et al. 2011);
- concentrazione della frazione volumetrica solida del flusso: l'*entrainment* aumenta con la diminuzione della frazione volumetrica solida (e relativo aumento della

frazione volumetrica fluida, prevalentemente acquosa) (Takahashi, 2007), sebbene osservazioni e misure in situ e in laboratorio evidenzino l'avvento dell'erosione al passaggio del fronte delle colate in cui la frazione volumetrica solida grossolana è prevalente (Schruch et al, 2011, Berger et al., 2011, Iverson, 1997).

Nell'esaminazione di tali fattori è necessario ricordare che l'*entrainment* e la deposizione delle colate detritiche dipendono sensibilmente dalla morfometria delle sezioni pre-evento del canale, le quali variano al susseguirsi degli eventi, rendendo i pattern di erosione e deposizione differenti gli uni dagli altri.

I meccanismi ipotetici di *entrainment* da fondo canale possono essere concettualmente divisi in: 1) destabilizzazione del materiale di fondo canale alla base della massa in movimento e 2) erosione per aratura del materiale percorso al fronte e ai margini della massa in movimento (figura 2.4.1);

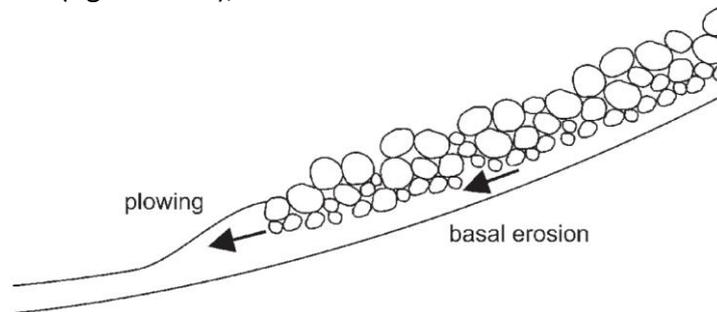


Figura 2.4.1: erosione di fondo canale per aratura del fronte e dei margini e per destabilizzazione basale (McDougall & Hungr, 2004)

Gli studi di letteratura sono incentrati sull'erosione basale, tralasciando l'erosione per aratura, sebbene essa possa essere il meccanismo dominante quando vi è una riduzione della pendenza nella direzione del flusso.

In letteratura l'erosione basale di fondo canale dei *debris flow* è attribuita a diversi meccanismi fisici, i quali tuttavia non presentano evidenza di osservazioni dirette:

- sforzi basali di taglio basali elevati a opera delle particelle solide rimesse in circolazione dal fronte (Schruch et al., 2011, Berger et al., 2011);
- liquefazione statica per diminuzione rapida dell'indice dei vuoti del materiale di fondo canale agli sforzi di taglio esercitati dal flusso (Berti e Simoni, 2005);
- pressione idraulica al fronte che causa carico rapido non drenato (Jakob et al., 2005);

Tali meccanismi avvengono ragionevolmente al fronte in cui la concentrazione volumetrica solida è maggiore e appaiono in contrasto con il fattore di aumento di *entrainment* con diminuzione della frazione volumetrica solida di Takahashi (2007).

È difficile spiegare come non sia stato proposto in letteratura un meccanismo di erosione analogo all'innescio di *debris flow* in area dolomitica per forze idrodinamiche agenti sulla superficie del detrito di fondo canale in quanto le code delle colate rimangono diluite al pari di flussi d'acqua o flussi iperconcentrati che si trasformano in *debris flow* per le stesse forze idrodinamiche superficiali agenti nella zona di innescio.

Indipendentemente dal reale meccanismo fisico di *entrainment*, le misure in situ della velocità di erosione ne attribuiscono uno sviluppo progressivo dalla superficie (Berger et al., 2011, McCoy et al., 2012) portando a escludere un comportamento di erosione di tipo *en masse* (McCoy et al., 2012). Ciò permette di escludere la presenza di una superficie di

rottura profonda per l'erosione, formulato con le equazioni analitiche per pressione idraulica da carico rapido non drenato di Takahashi (1991). L'esclusione di un'erosione *en masse* non esclude sistematicamente l'erosione per aumento delle pressioni dei pori nel detrito di fondo canale siccome numerosi monitoraggi dei canali di *debris flow* in area dolomitica ne registrano un aumento repentino prima dell'arrivo del fronte della colata aumentino (Berti et al 1999).

Schruch et al. (2011) propone la stima dello sforzo di taglio esercitata dalle colate sul fondo del canale di propagazione con la formula (2.4.1) scaturita dalle misure di velocità di erosione in situ di Berger et al. (2011)

$$\tau_b = p_b g h S \quad (2.4.1)$$

In cui:

- p_b : densità del fronte;
- h : altezza di flusso al fronte;
- g : forza di gravità;
- S : pendenza del fondo canale.

Nella formula si nota come l'altezza di flusso al fronte dipenda dal volume del flusso dipendente dall'erosione stessa e come in realtà vi siano più impulsi con un fronte ciascuno.

3. Area e eventi di studio

3.1 Contesto geografico

Il canale di propagazione di *debris flow* del bacino di Rio Ravina di Cancia è sito nell'abitato di Cancia nel comune di Borca di Cadore (BI), Veneto, Italia, a S.E. del maggiore centro abitato di Cortina d'Ampezzo. L'area è collocata sul fianco idrografico sinistro della valle del torrente Boite, affluente idrografico del fiume Piave, con orientamento NO -SE, precisamente sul versante occidentale del monte Antelao (3264 m s.l.m.) appartenente alla catena montuosa delle Dolomiti occidentali nelle Alpi italiane nord - orientali (figura.3.1.1)

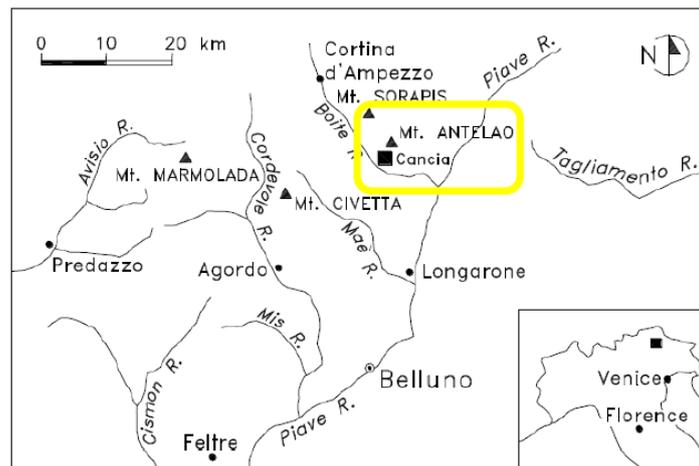


Figura 3.1.1: posizione geografica del caso di studio di Rio Ravina di Cancia (Bacchini & Zanoni, 2002)

Il contesto morfologico, geologico e strutturale dolomitico, in relazione al contesto climatico caratterizzato da rapide, intense e localizzate precipitazioni pluviometriche estive, è propenso all'innesco di *debris flow*. La copertura nevosa che persiste da dicembre ad aprile non ostacola l'innesco e lo sviluppo dei fenomeni generati durante le suddette precipitazioni. Difatti, l'intero versante idrografico sinistro della val del Boite da Cortina d'Ampezzo a Valle di Cadore, in cui è collocato il caso di studio, è caratterizzato da innumerevoli e ripetuti eventi di *debris flow* (D'agostino et al., 2010; Gregoretti & Dalla Fontana, 2008).

3.2 Inquadramento geologico

La successione stratigrafica mesozoica nel bacino di Rio Ravina di Cancia si compone di alternanza di calcari e dolomie tettonizzate massive fra 1100 e 3250 m s.l.m., e da arenarie e peliti silicoclastiche fra 1000 e 1100 m s.l.m. le quali non affiorano lungo il percorso dei locali *debris flow* data la spessa copertura quaternaria maggiore di 20 m indagata in tale quota da tomografie di resistenza elettrica (Mantovani et al, 2002). La parte carbonatica della successione affiora prevalentemente a quota superiore di 2000 m s.l.m. nel bacino con ripide pareti senza evidenti segni di carsismo. La tettonizzazione intensa e pendenza subverticale degli affioramenti congiuntamente alla variazione climatica dopo l'ultimo massimo glaciale (*L.G.M., Last Glacial Maximum*), rende tali affioramenti soggetti a fenomeni gravitativi di crollo (Mantovani et al 2002). I fenomeni di crollo ricaricano nel tempo l'area contribuente nella zona di innesco dei *debris flow* con depositi quaternari mantenendo l'erosione dei flussi prevalentemente illimitata verticalmente (condizione *unlimited supply*) lungo il canale di propagazione (Gregoretti & Dalla Fontana, 2008). Tale condizione non si verifica nel tratto del canale inciso dalle stesse colate a 1500 m s.l.m.

dove affiora la *Dolomia Cassiana* e nel tratto a 1250 m s.l.m. dove sono in posto i blocchi decametri del diamicton con struttura morenica scheletrica sparsa dell'*L.G.M.* Entrambi i tratti sono sensibilmente meno erodibili. (figura 3.2.1)

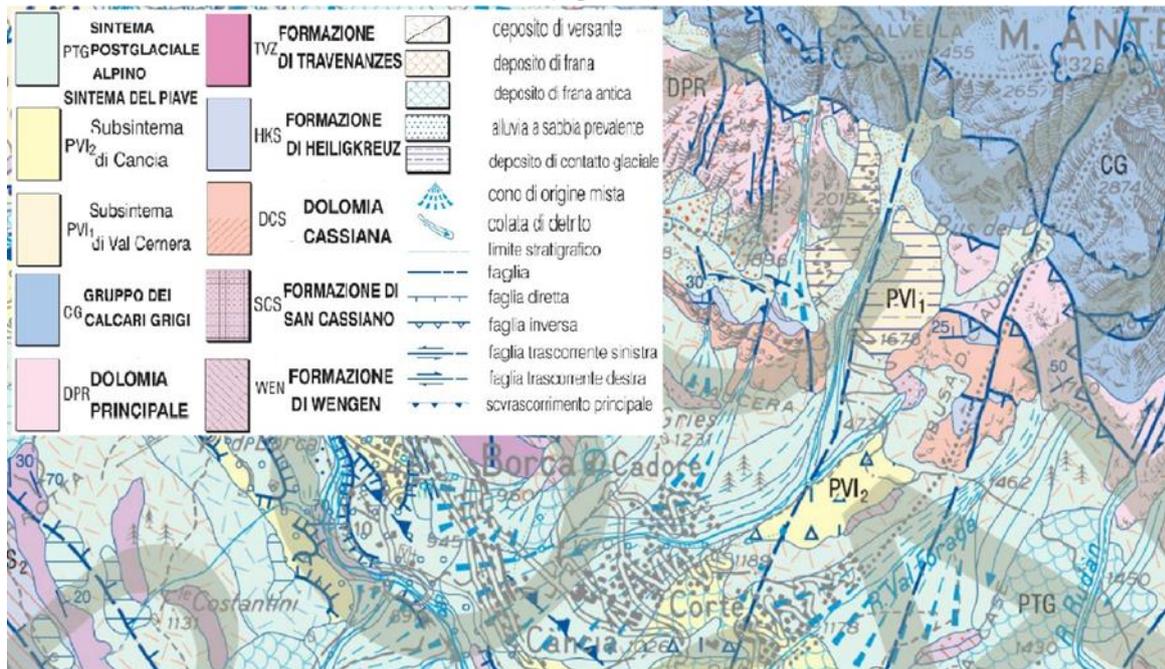


Figura 3.2.1: stralcio della carta geologica d'Italia a scala 1: 50.000, Foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (Neri et al. 2007; www.ispraambiente.it/..., modificata) con ingrandimento sul canale di propagazione di debris flow di Rio Ravina di Cancia in cui: WEN: formazione di Wengen; SCS: formazione di San Cassiano; DCS: Dolomia Cassiana; HKS: formazione di Heiligkreuz; TVZ, formazione di Travenanzes; DPR: Dolomia Principale; CG: Gruppo dei Calcari Grigi; PVI₁: subsistema di Cancia; PVI₂: subsistema di Val Cenera; PTG: sistema postglaciale alpino.

La successione stratigrafica primaria interessata, conforme alla sequenza Dolomitica nella falda tettonica Sudalpina a meridione del lineamento Periadrico, è intensamente tettonizzata a causa della locale inversione della vergenza dell'orogenesi Apina verso sud. La successione comprende le formazioni stratigrafiche triassiche superiori e giurassiche inferiori di aggradazione della piattaforma carbonatica della *Dolomia Principale* e di progradazione della precedente piattaforma della *Dolomia Cassiana*, con rilevanti eteropicità di *facies* con l'apporto silicoclastico dall'erosione del vulcanismo triassico per estensione locale del bacino marino tetideo che interrompe la progradazione della scogliera carbonatica della *Dolomia dello Sciliar* creatasi dalla subsidenza del bacino vulcanico permiano estensivo post- ercinico. La successione comprende nell'area di studio dal letto al tetto (Neri et al., 2007):

- WEN *formazione di Wengen (Trias. Medio, Ladinico Sup.)*: torbiditi medio – distali scure alternate a emipelagiti costituite da alternanza di arenarie peliti con blocchi calcarei di crollo della scogliera dello Sciliar (*Calcari di Cipit*);
- SCS *formazione di San Cassiano (Trias Medio -Sup)*: peliti e marne più distali con litaneriti delle torbiditi più potenti e con stessi calcari di crollo che marcano la diminuzione di detrito silicoclastico in sospensione;
- DCS *Dolomia Cassiana (Trias medio; Ladinico Sup. -Carnico Inf.)*: dolomia massiccia microcristallina grigio nocciola con occasionale clinostratificazione;
- HKS *Formazione di Heiligkreuz (Trias Medio -Sup, Carnico)*: alternanza di calcari chiari sottili con peliti e marne con peliti organiche alla base e dolomia variabile

- lateralmente al tetto in parte erose e ridepositate in calcareniti, areniti e peliti che marcano la variazione climatica fra dolomia Cassiana e Principale;
- TVZ *formazione di Travenanzes (Trias. Sup., Carnico)*: alternanza di peliti e marne varicolori con locali intervalli sottili di gessi e dolomie con subordinata facies conglomeratiche e arenacee al letto le quali marcano la riduzione di detrito silicoclastico in sospensione;
 - DPR *Dolomia Principale (Trias Superiore, Carnico -Retico)*; alternanza di spessi banchi di dolomia grigio chiara alternati a sottili livelli pelitici intertidali per subsidenza ed eustatismo;
 - CG *Gruppo dei calcari Grigi (Trias Superiore, Retico -Pliensbachiano)*; calcari micritici grigio chiaro calcareniti oolitiche peritidali fittamente stratificati con sporadici interstrati marnosi;

La successione stratigrafica è largamente ricoperta a quota inferiore di 2000 m s.l.m. dalle unità quaternarie continentali del *sistema del Piave* dell'*L.G.M.* organizzato nei *subsistemi di Val Cenera e di Cancia* e del *sistema postglaciale alpino*, rispettivamente di origine di contatto glaciale - glaciale di ablazione e di origine gravitativa con rimobilizzazione torrentizia e di debris flow:

- PVI (PVI₁, PV₂) *sistema del Piave (Pleistocene Sup)*: depositi di contatto glaciale con supporto di matrice sabbioso- limosa e con clasti eterometrici angolosi- subangolosi alternati a corpi tabulari di ghiaie classate e cementate e a lenti di limi e sabbie laminate (PV₁) e diamicton sostenuti localmente da clasti e da matrice sabbioso- limosa (mai argillosa) che forma argini morenici e morenico scheletrico sparso (PV₂)
- PTG *sistema postglaciale alpino (olocene)*: sedimenti formati successivamente alla locale dei processi glaciali tuttora in atto comprendenti detrito di versante e di versante a grossi blocchi, depositi di frana attuali, subattuali e antichi, depositi alluvionali torrentizi a sabbia prevalente e depositi di debris flow.

Lo stralcio della carta geologica dell'area identifica quindi i sedimenti in cui avviene l'innesco delle colate di detrito e l'erosione nel loro stesso canale di propagazione di Rio Ravina di Cancia, come detriti rimaneggiati dal moto colluviale dalle falde di detrito e da depositi alluvionali torrentizi sabbiosi (quest'ultimi dubbi a meno che non assunti da *debris flow*) olocenici e, in misura minore, da depositi di pleistocenici di contatto glaciale e di origine mista.



Figura 3.2.2: (a) panoramica e (b) ingrandimento dei depositi di rimaneggiamento di colata detritica giustapposti a detriti di falda con supporto di matrice sabbioso- limosa e con clasti eterometrici angolosi-subangolosi con evidente rimobilizzazione colluviale nell'area contribuente alla zona d'innescio assunta a 1680 m s.l.m. del sottobacino di sinistra (foto di Bernard, 26/06/2011 (a), 06/07/2015 (b)).

3.3 Assetto geomorfologico

I depositi olocenici delle falde di detrito e torrentizi prevalentemente sabbiosi e in minor quantità sabbiosi limosi a blocchi di contatto glaciale e di origine mista pleistocenici, oltre che dai sedimenti etero- granulometrici dei debris flow precedenti sono rimobilizzati e non presentano più cementazione e la loro frazione granulometrica fina è sensibilmente ridotta (Berti & Simoni 2005). Ciò facilita l'innescio delle colate nel bacino di Rio Ravina di Cancia di 1.498 km² (figura 3.3.1) a causa di forze idrodinamiche di flussi d'acqua da drenaggio superficiale (*runoff*) agenti sulla superficie del detrito all'inizio del canale di propagazione a 1680 m s.l.m. (Gregoretti & Dalla Fontana, 2008), precisamente nel suo sottobacino di sinistra (0.65 km²).

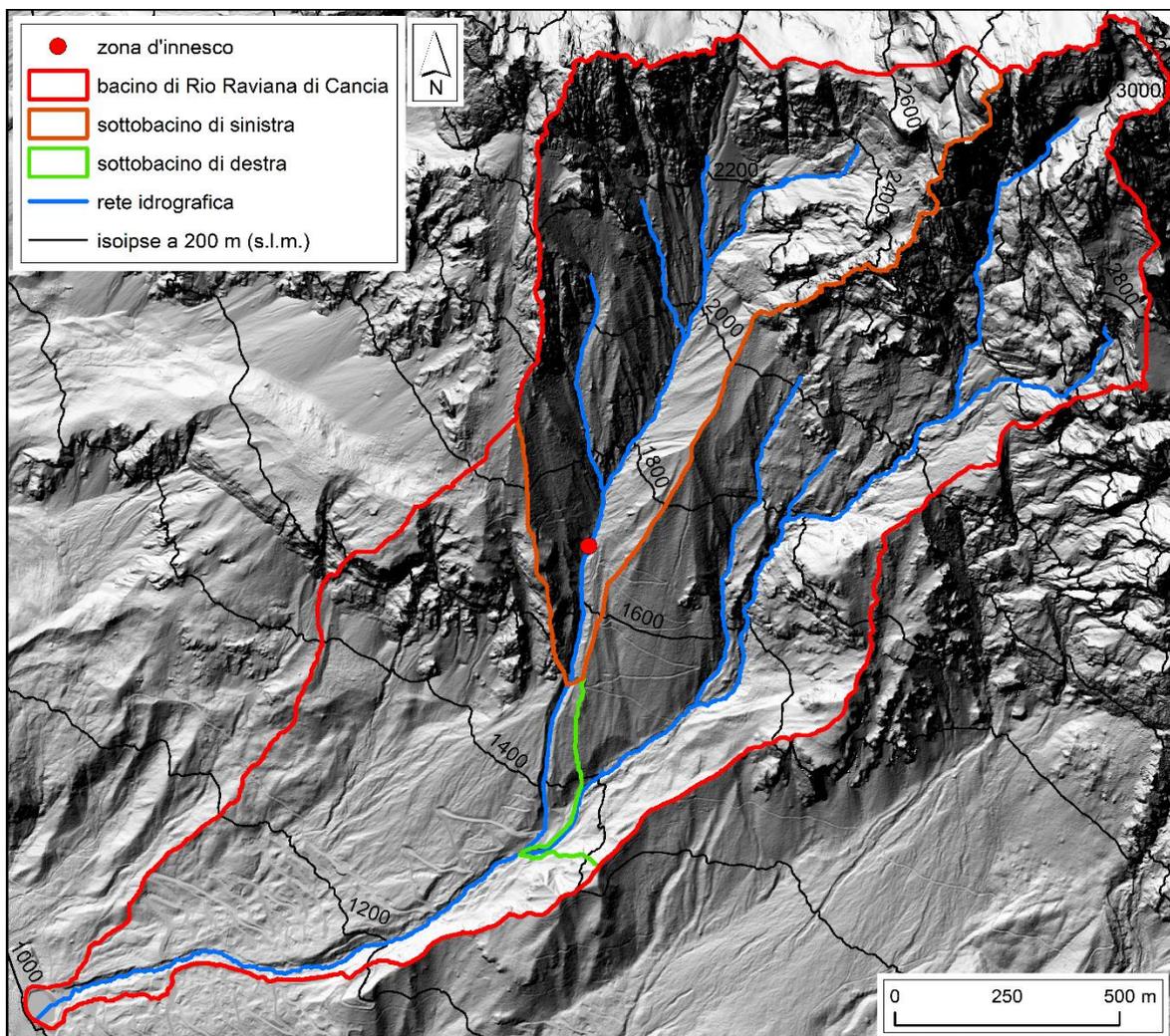


Figura 3.3.1: bacino di Rio Ravina di Cancia con relativa rete idrografica da cui sono distinti i sottobacini di sinistra e di destra. È indicata la zona di innescio delle colate detritiche (Gregoretti e dalla Fontana 2008). L'hillshade e rete idrografica sono calcolati dal DEM del 2011.

I flussi d'acqua originati da rapide e intense precipitazioni estive autunnali che mobilitano il detrito diventano misture di acqua, sedimento e aria, ovvero debris flow (Inversion, 1997) e si propagano lungo il canale di drenaggio approfondendolo per erosione di fondo canale aumentando il volume della colata stessa. Ciò a causa dell'aumentando della loro

concentrazione solida fino alla confluenza col sottobacino di destra (0.99 km²) a 1250 m s.l.m.

È necessario considerare che il sottobacino di sinistra e di destra sono estremamente diversi gli uni dagli altri (tabella 3.3.1):

Sottobacino:	Sinistra	Destra
Disponibilità di detrito	Sì	No
Presenza di vegetazione	No	Sì
Prevalenza di roccia affiorante	No	Sì
Presenza di suolo sviluppato	No	No

Tabella 3.3.1: caratteristiche del sottobacino di destra e di sinistra del bacino (figura 3.3.1) riassunte da Longhi (2017)

Tali caratteristiche rendono il solo bacino di destra affetto da *debris flow* durante le precipitazioni più intense e rapide (Longhi, 2017). Il bacino di sinistra contribuisce all'apporto di acqua nelle colate detritiche diluendole alla confluenza dei canali dei due bacini diminuendo il rapporto fra concentrazione volumetrica della frazione solida e fluida, rapporto già estremamente variabile per l'erosione e la deposizione in atto durante il fenomeno (Schrch et al, 2011).

Immediatamente prima della confluenza del drenaggio dei due sottobacini è stata scavata un'area di contenimento nel canale di sinistra a 1350 m s.l.m. e un'altra al termine dell'intero canale a 1000 m s.l.m. (figura 3.2.1) come misure di mitigazione attiva successiva agli eventi di colata, insufficienti dati i tre morti causati dall'evento catastrofico del 2009. Prima del 2015, anno in cui sono avvenuti gli eventi studiati, sono costruiti ulteriori opere minori di mitigazione lungo il tratto compreso fra le due aree di contenimento tramite barriere trasversali alla direzione di flusso costituite da gabbioni metallici riempiti di detrito, e tramite l'allargamento della sezione di flusso dello stesso tratto.

Tali interventi antropici rendono irregolare il profilo longitudinale del canale, già sensibilmente variabile a causa della diversa natura dei processi agenti nel canale: il tratto superiore fra la zona d'innescamento e l'area di contenimento superiore a 1350 m s.l.m. è dominato da processi di colata detritica, mentre il tratto inferiore fra le due aree di contenimento è affetto da attività torrentizia e da attività di colata. Ciò produce una morfologia lobata a intermittenza con fondo canale del tratto superiore, più stretto nel tratto con sezione a V da evidente incisione delle colate. Il tratto inferiore fra le due aree di contenimento presenta invece una morfologia torrentizia con sezione rettangolare alternata alla morfologia di colata lobata depositata dagli eventi con intensità maggiore (tabella 3.3.2). Inoltre, gli affioramenti rocciosi a 1500 m e a 1250 m s.l.m. contribuiscono a discostare ulteriormente il profilo longitudinale del canale da quello classico.

Precedentemente all'anno 2009, un altro importante intervento di mitigazione attiva è avvenuto nel canale superiore nel tratto dall'inizio morfologico del conoide all'area di contenimento superiore (da 1500 a 1350 m s.l.m.) con la deviazione e approfondimento del percorso del flusso alla confluenza con la rete di drenaggio del sottobacino di sinistra. Tale intervento impedisce l'espansione della colata nel conoide, ne mantiene la frazione volumetrica d'acqua della colata nel canale di propagazione e non ne favorisce l'arresto, ma, al contrario, ne aumenta il percorso essendo le colate diluite dall'apporto d'acqua del sottobacino di destra.

L'altro importante intervento è stato l'allargamento, l'allungamento di 600 m e la chiusura del tratto inferiore del canale con la costruzione dell'area di contenimento inferiore a 1000 m s.l.m. negando la possibilità dello scarico di acqua e di detrito del flusso nel torrente Boite.

	elev. max (m s.l.m.)		1675
	elev. min (m s.l.m.)		1000
elev. aree (m s.l.m.)	sup.		1000
	inf.		1350
lunghezza tratto (m)	sup.		650
	inf.		1250
Sezione	sup.		a V
	Inf.		rettangolare
Pendenza (°)	sup.		14.5
	inf.		25.0

Tabella 3.3.2: in odine: elevazione massima e minima del canale di propagazione di Cancia, delle sue aree di contenimento superiore e inferiore, lunghezza del tratto superiore fra la zona d'innescò e la zona di contenimento superiore e del tratto inferiore fra le due aree di contenimento, tipo di sezione caratteristica e pendenza media dei due tratti.

Gli interventi elencati sono stati eseguiti per il primo ottenimento dello spazio per il villaggio turistico su entrambe le sponde idrografiche del tratto inferiore del canale e per la sua successiva mitigazione (Mantovani et al. 2002). Tali decisioni e conseguenti necessità urbanistiche aumentano l'erosione delle colate del fondo canale e quindi il loro volume. Ciò rende l'evoluzione del contesto geomorfologico del bacino unica (Bacchini & Zanoni, 2002) e incerto il comportamento reologico delle colate alla confluenza dei due bacini. Tale variazione reologica indotta sarà infatti una delle maggiori sfide per la valutazione dei metodi numerici dinamici di simulazione di debris flow che implementano equazioni fisiche applicate a un fluido monofase a reologia costante.

Le stesse decisioni urbanistiche comportano il contenimento e l'arresto dei flussi nel canale e nell'area di contenimento inferiore tanto da rendere il canale di Rio Ravina di Cancia propenso all'investigazione del bilancio volumetrico (analogo per l'aspetto a quello indagato da Theule et al. 2012) poiché il riconoscimento delle aree impattate è arealmente limitato essendo il rischio di un errato riconoscimento delle aree depositate ed erose minore.

3.4 Eventi di studio

Nel lavoro sono condotte analisi morfometriche e simulazioni con metodi numerici dinamici a reologia monofase per i debris flow avvenuti nell'estate del 2015 alle ore 14.03 (GMT +01:00) del 23 luglio e alle ore 18.36 (GMT +01:00) del 4 agosto nel canale di Rio Ravina di Cancia. Il bacino è estremamente attivo annoverando il record storico molti eventi fin dal 1868 di magnitudo anche catastrofica con volumi di 1000 m³ (Mantovani et al, 2002).

Entrambi gli eventi si innescano per erosione da forze idrodinamiche superficiali agenti sul detrito accumulatosi dalla rimobilizzazione colluviale detritica e di *debris flow* minori nel fondo canale alla zona di iniziazione di 1680 m s.l.m.

Questo detrito forma un'ostruzione che viene presa in carico dal flusso di *run-off* delle precipitazioni più rapide e intense (figura 3.4.1a). Lungo il canale di propagazione il detrito

non cementato (più erodibile) è fornito anche dal franamento delle sponde per loro sottoscaivazione al piede dalle colate e per il passaggio da condizioni non drenate a drenate al termine dell'evento (figura 3.4.1b)



Figura 3.4.1: (a): panoramica dell'area d'innesco a 1680 m s.l.m. prima dell'evento del 23/07/2015 con accumulo di detrito nel fondo canale e (b) panoramica del tratto superiore da 1500 a 1350 m s.l.m. prima dell'evento di debris flow del 23/07/2015 con accumulo nel fondo del canale del detrito per movimento per franamento delle sponde (foto di Bernard, 06/07/2015)

L'erosione del detrito di falda giustapposto al detrito depositato dalle colate precedenti può avvenire in condizioni *unlimited supply* lungo tutto il canale di propagazione ad eccezione degli affioramenti di Dolomia Cassiana a circa 1500 m s.l.m. e del morenico scheletrico pleistocenico a circa 1250 m s.l.m. meno erodibili e trasportabili (figura 3.5.2).



Figura 3.4.2: (a) affioramento della dolomia Cassiana nel canale a 1500 m s.l.m. e (b) dei blocchi decametrici del diamicton morenico scheletrico sparso pleistocenico a circa 1250 m s.l.m. rispettivamente prima e dopo l'evento del 23/07/2015 (foto di Bernard, 06/07/2015 e 31/07/2015)

I due eventi di colata detritica sono diversi fra loro come registrato dalla telecamera *time-lapse* in prossimità della zona d'innesco a 1650 m s.l.m. data la possibile variabilità delle condizioni d'innesco in ambito dolomitico: il flusso del 23/07/2015 è maturo con frazione volumetrica solida abbondantemente superiore al 20% e impulsi già formati. Quello del 23/07/2015 è d'acqua o immaturo nella zona d'innesco con frazione volumetrica solida visivamente inferiore al 20% con impulsività comunque sviluppata (figura 3.4.3).



Figura 3.4.3: (a) acme del massimo impulso del debris flow maturo del 23/07/2015 e (b) del flusso d'acqua / debris flow immaturo del 04/08/2015 registrati dalla telecamera time – lapse della zona d'innescò a 1650 m s.l.m. (foto di Simoni del 2015)

Gli eventi di colata detritica erodono e depositano il detrito accumulato nel fondo canale selezionando la frazione granulometrica minore e depositando quella maggiore lungo il tratto i a quota inferiore dell'innescò a 1680 m s.l.m (figura 3.4.4.a). L'erosione rilevata dei *debris flow* degli eventi si compone anche dell'erosione da instabilità delle sponde del canale per la loro sotto escavazione al piede. Tale erosione avviene anche durante gli eventi aumentando il volume dei flussi e anche dopo gli eventi diminuendo la percezione della massima profondità di erosione. L'instabilità delle sponde è visivamente predominante nel tratto superiore come anche l'erosione di fondo canale. L'impatto dei flussi distrugge le opere di mitigazione attiva minori costituiti da gabbioni metallici riempiti di ghiaia nel tratto inferiore del canale (figura 3.4.4.b). Tali evidenze saranno estremamente importanti nell'assunzione dei metodi numerici usati di non – variazione dei loro dati topografici pre-evento inseriti.



Figura 3.4.4: foto aerea post evento 04/08/2015 (a) del tratto superiore del canale (da 1500 a 1680 m s.l.m, area di innescò) in cui si osserva la selezione del detrito più fino del flusso al suo termine e l'erosione delle sponde del canale che copre parte la profondità erosa massima e foto aerea post evento 04/08/2015 (b) dell'erosione e distruzione delle opere di contenimento minori nel tratto inferiore del canale a circa 1250 m s.l.m. (l'aumento granulometrico è dato dal till di ablazione affiorante sulla sinistra idrografica) (foto di Bernard; 06/08/2015)

Il primo evento colma di detrito l'area di contenimento a 1350 m s.l.m. comportando la principale differenza morfologica nel canale di propagazione prima dei due eventi (figura 3.5.5.a). Entrambi gli eventi raggiungono il bacino di contenimento inferiore a 1000 m s.l.m. distruggendo parte del muro a tergo del termine del canale. Essi colmano la suddetta area fuoriuscendo acqua con in sospensione parte della frazione granulometrica più fine come dimostrato dalle strie di fango fra l'area suddette e l'abitato di Cancia (figura 3.5.5.b)



Figura 3.5.5: (a) foto del riempimento dall'area di contenimento a 1 giorno dopo l'evento del 23/07/2015 svuotata parzialmente al massimo di 1500 m³ e (b) foto aerea del parziale riempimento dell'area a 1000 m s.l.m. con evidenza della fuoriuscita della frazione acquosa con granulometria più fine (foto di Bernard 24/07/2015 e 31/07/2015)

Capitolo 4 – Materiali e metodi

Il capitolo tratta: i dati forniti degli eventi di debris flow di Rio Ravina di Cancia documentati nell'anno 2015 e la loro georeferenziazione (4.1); la loro incertezza associata e la loro relativa procedura di valutazione (4.2); la stima dei volumi degli eventi suddetti e la procedura su Arc -GIS e Golden Software Surfer (4.3); la creazione di un metodo automatico per la suddivisione dei volumi suddetti lungo il canale di propagazione con Arc GIS (4.4); la relazione fra erosione e pendenza del canale a monte limitata dalla sua larghezza e della procedura automatica di estrazione della pendenza e della larghezza del canale con Arc GIS (4.5); i metodi dinamici numerici basati su equazioni fisiche fondate su parametri empirico-statistici utilizzati per simulare gli eventi ovvero RAMMs – DF (4.6) e DAN3D (4.7); delle procedure automatiche per la visualizzazione dei loro output con Arc GIS (4.8).

4.1 Dati iniziali e ambiente GIS

La cartografia numerica fruibile in ambiente GIS (*Geographic Information System*), come quello usato ESRI Arc – GIS 10.2 - 10.5, consiste nella rappresentazione digitale del terreno o DTM (*Digital Terrain Model*) rientrante nella più vasta categoria dei DEM (*Digital Elevation Model*). I DTM sono organizzati in carte vettoriali di isoipse (polilinee), in carte vettoriali triangolari irregolari di punti quotati o TIN (*Triangulated irregular Networks*), e in DEM grid. Quest'ultimi sono raster di elevazione, quindi matrici nella coordinata x -esima e y -esima con valori z di quota a una banda espressa in formato *float*. I DEM grid o DTM grid sono ottenibili da conversione di carte vettoriali di isoipse e TIN, digitalizzazione di carte topografiche, da rilievi dal terreno e da telerilevamento (*remote sensing*).

La determinazione del volume mobilitato da un evento di colata detritica utilizza DEM grid a elevata risoluzione o HR-DTM grid (*High Resolution - Digital Terrain Models*) antecedenti e successivi l'evento (Theule et al., 2012; Schruch et al 2011). Altre tecniche meno precise includono il monitoraggio dell'altezza di flusso dell'evento in sezioni trasversali al flusso di area nota a monte e a valle durante l'evento e con la stima del bilancio di sedimento nel canale con sezioni trasversali antecedenti e successive l'evento (Arattano et al., 2014).

Gli HR-DTM sono ottenuti con tecniche da telerilevamento LiDAR (*Light Detection And Ranging*), comprendenti lo scanner laser terrestre, TLS (*Terrestrial Laser Scanning*) e lo scanner laser aereo, ALS (*Airborne Laser Scanning*) o fotogrammetrica degli oggetti vicini (*close-range photogrammetry*) elaborata con software di struttura dal movimento, SFM (*Structure from Motion*) (Arattano et al., 2014).

Le informazioni topografiche disponibili relative al canale di propagazione di *debris flow* di Rio Ravina di Cancia antecedenti e successive agli eventi di *debris flow* del 23/07/2014 e del 04/08/2015 (figura 4.1.1) come quelle del suo bacino idrografico con sezione di chiusura a quota inferiore dell'area di contenimento a 1000 m s.l.m. rilevate nell'anno 2011 (figura 3.3.1), sono fornite in HR-DTM con risoluzione spaziale di 1 m e radiometrica a 32 Bit con accurato controllo geodetico nel medesimo sistema di coordinate geografiche geodetico U.T.M. – Zone 32N – Monte_Mario_Italy_1 con unità di misura in m.

Tale sistema consiste nella proiezione geodetica cilindrica U.T.M. di Mercatore (*Universal Transverse of Mercator*) resa tangente e con origine x dal sistema Gauss - Boaga al 12° meridiano di riferimento passante per Monte Mario e con origine y all'equatore con x , traslata nel "fuso Est" con falsa origine $x_{false} = 1500000$; $y_{false} = 0$ per evitare numeri negativi e distinguere le coordinate dal "fuso Ovest". La proiezione è uniformata al sistema

di coordinate geodetiche mondiale WGS84 (*World Geodetic System 1984*) che divide il globo in zone tramite 60 fusi e 20 fasce.

Le tecniche di acquisizione e la risoluzione temporale dei HR-DTM del 2011 e pre- e post-evento del 23/07/2015 e del 04/08/2015 sono riassunte in tabella 4.1.1

DEM	tecnica	data di rilievo	perdita volumetrica	Estensione
2011	LiDAR	2011	no	bacino idrografico
pre- evento 23/07/2015	LiDAR + GPS + TLS*	2011 – dicembre 2014	no	Entro i margini del canale dalla zona di innesco
post- evento 23/07/2015	<i>close-range</i> <i>photogrammetry- SFM + GPS**</i>	24/07/2015 – 31/07/2015	no	Oltre i margini del canale oltre la zona di innesco
pre- evento 04/08/2015	<i>close-range</i> <i>photogrammetry</i>	31/07/2015	no	Oltre i margini del canale oltre la zona di innesco
post- evento 04/08/2015	<i>close-range</i> <i>photogrammetry</i>	06/08/2015	sì	Oltre i margini del canale oltre la zona di innesco

Tabella 4.1.1: caratteristiche dei HR - DTM disponibili nell'ara di studio con risoluzione spaziale di 1 m, spettrale a 1 banda e radiometrica a 32 Bit. *Il DEM pre- evento del 23/07/2015 consiste del DEM del 2011 integrato con sezioni trasversali al flusso successive effettuate con GPS RTK nel tratto inferiore del canale di propagazione da 1000 m s.l.m. a 1300 m s.l.m. e con rilievo LiDAR -TLS di dicembre 2014 nel tratto superiore del canale da 1300 m s.l.m. a 1600 m s.l.m. . ** Il DEM post evento del 23/07/2015, rilevato il 31.07.2015 successivamente allo spostamento di detrito per manutenzione straordinaria del canale di propagazione è integrato con rilievi GPS RTK del 24/07/2015, immediatamente successive all'evento.

Il rilievo GPS-RTK effettuato il 24/07/2015 integrante il DTM post- evento del 31/07/2015 permette l'eliminazione di incertezze sulla misura del volume dell'evento causate dal movimento terre effettuato fra il 23/07/2015 e il 31/07/2015 nelle due aree di trattenimento, registrati dal rilievo UAV (*Unmanned Aerial Vehicle*).

Non vi è modo di ridurre le incertezze sulla misura del volume dell'evento del 04/08/2015 in quanto il DTM post evento del 06/08/2015 considera la mancanza di detrito causata dal movimento terre effettuato fra il 04/08/2015 e il 06/08/2015.

La durata complessiva degli eventi di colata detritica non è nota. Le telecamere *time – lapse* poste in prossimità dall'area di innesco delle colate a 1600 m s.l.m. nel loro canale di propagazione hanno registrato una durata di passaggio delle colate di 1710 s per l'evento del 23/07/2015 e di 1468 s per l'evento del 04/08/2015.

I DEM sono stati inseriti su Arc-GIS 10.02, senza mai confermare l'opzione di costruzione della piramide per evitare il ricampionamento dei valori x , y e z delle suddette matrici di elevazione. È stata imposta la risoluzione delle coordinate x e y dei vertici dei dati vettoriali (*shapefile*) a 0.0001 m (*M resolution*) e la loro distanza minima per avere le loro sovrapposizioni a 0.001 m (*M tolerance*); le cifre decimali dei valori e z di ogni raster (DEM, DoD, etc..) sono poste a 0.0001 m. (*z resolution*) e la distanza massima ammessa fra le sovrapposizioni delle celle con le stesse coordinate x e y di DEM diversi è 0.001 m (*z tolerance*)

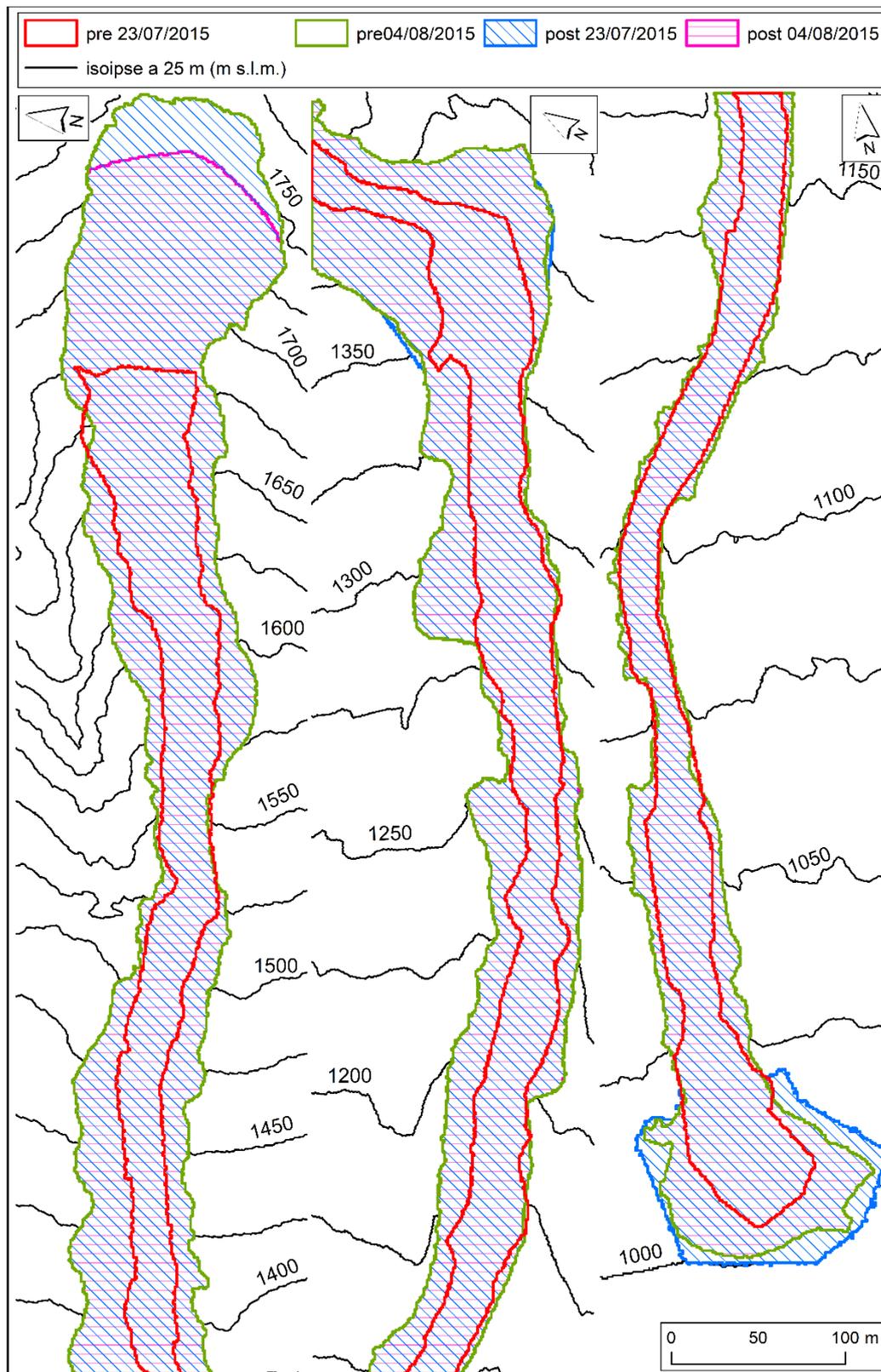


Figura 4.1.1: estensione areale dei DEM antecedenti e successivi gli eventi di debris flow del 23/07/2015 e del 04/08/2015 nel canale di propagazione

Si nota dalla figura 4.1.1 come l'estensione del DEM precedente l'evento del 23/07/2015 sia sensibilmente ridotta rispetto alle estensioni degli altri DEM.

4.2 Valutazione dell'incertezza del cambiamento del volume netto mobilitato

Essendo nel lavoro i DEM (modello digitale del terreno) forniti, la loro incertezza associata è determinabile dalla procedura di calcolo del volume degli eventi di colata detritica nell'estate del 2015 a Cancia. Tale calcolo di volume da DEM grid antecedenti e successivi a ogni evento è dato dai rilievi della variazione di elevazione della superficie topografica causata dagli eventi espressa come raster di differenza di DEM o *DoD* (*DEM of Difference*). Questi ultimi raster consistono nella differenza di ripetuti rilievi pre- e post- evento, espressi in modelli digitali di elevazione del terreno ad elevata risoluzione, HR-DTM (*High Resolution Digital Terrain Models*) con lo stesso controllo geodetico (Weathon et al., 2010), quali i DEM in esame. La metodologia è stata applicata dapprima ai processi geomorfologici fluviali e successivamente ai processi geomorfologici di colata detritica.

Il raster di *DoD* si ottiene con la formula 4.2.1 (Williams, 2012):

$$DoD = DTM_{post\ evento} - DTM_{pre\ evento} \quad (4.2.1)$$

In cui:

- $DTM_{post\ evento}$: $DTM_{post\ evento}$;
- $DTM_{pre\ evento}$: $DTM_{pre\ evento}$.

I valori z del raster di *DoD* sono definiti come livello di indagine o *LoD* (*Level of Detection*) con relativa incertezza data dall'amplificazione delle incertezze dei DEM pre- e post- evento (Arattano, 2014) soprattutto per il loro controllo geodetico.

Le incertezze dei valori di *LoD* sono stimate sulla totalità dell'estensione dei raster di *DoD* dei due eventi del 2015 definendone il livello di precisione della misura o LoD_{min} . Il LoD_{min} è definito come due volte lo scarto quadratico medio della frequenza di distribuzione percentuale centrata in zero con classi progressive di 0.0001 m dei *LoD* dei raster di *DoD* relativi ai due eventi le cui corrispondenti coordinate x e y dei HR-DTM pre- e post- evento non mostrano variazione visiva di elevazione (4.2.2)

$$LoD_{min} = 2 \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^n \left(\Delta z - \left(\frac{1}{N} \left(\sum_{i=n}^n LoD \right) \right) \right)^2}{N}} \quad (4.2.2)$$

in cui N, n corrisponde al numero di coordinate x e y senza variazione di elevazione nei DEM pre- o post- evento. Le aree delle coordinate sopracitate sono ottenute escludendo dai relativi raster di *DoD* le zone in cui si sono riconosciuti visivamente dai soli rilievi ombreggiati (*hillshade*) dei relativi DEM pre- e post- evento:

- fenomeni di colata detritica (prevalentemente entro il canale di propagazione);
- fenomeni gravitativi fra cui si annoverano:
 - franamento delle sponde del canale;
 - rotolamento e spostamento di massi di diametro superiore alla risoluzione spaziale dei raster di *DoD* (entro e fuori il canale);
 - spostamento colluviale delle falde detritiche (fuori il canale);
- errata rimozione della vegetazione nei rilievi Lidar (fuori il canale).

È importante sottolineare la dipendenza dell'operatore nel riconoscimento di tali aree; riconoscimento che non può essere validato da ortofoto poiché assenti.

In altre parole, questa definizione di LoD_{min} considera le sole coordinate x e y i cui valori di *LoD* sono legati all'incertezza dei rilievi LiDAR e ne esclude le coordinate i cui valori di *LoD* sono legati ai processi di connessi agli eventi di debris flow, stimando un valore minimo

di indagine con un'affidabilità del 95.4 % il cui valore assoluto sottratto ai valori di LoD positivi e sommato ai valori di LoD negativi definisce il valore della misura di soglia LoD_{cutoff} del relativo raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$ (4.2.3) (figura 4.2.1)

$$\begin{cases} \forall LoD \in DoD_{LoD_{cutoff}} > 0 \mid LoD_{cutoff} = LoD - LoD_{min} \\ \forall LoD \in DoD_{LoD_{cutoff}} < 0 \mid LoD_{cutoff} = LoD + LoD_{min} \end{cases} \quad (4.2.3)$$

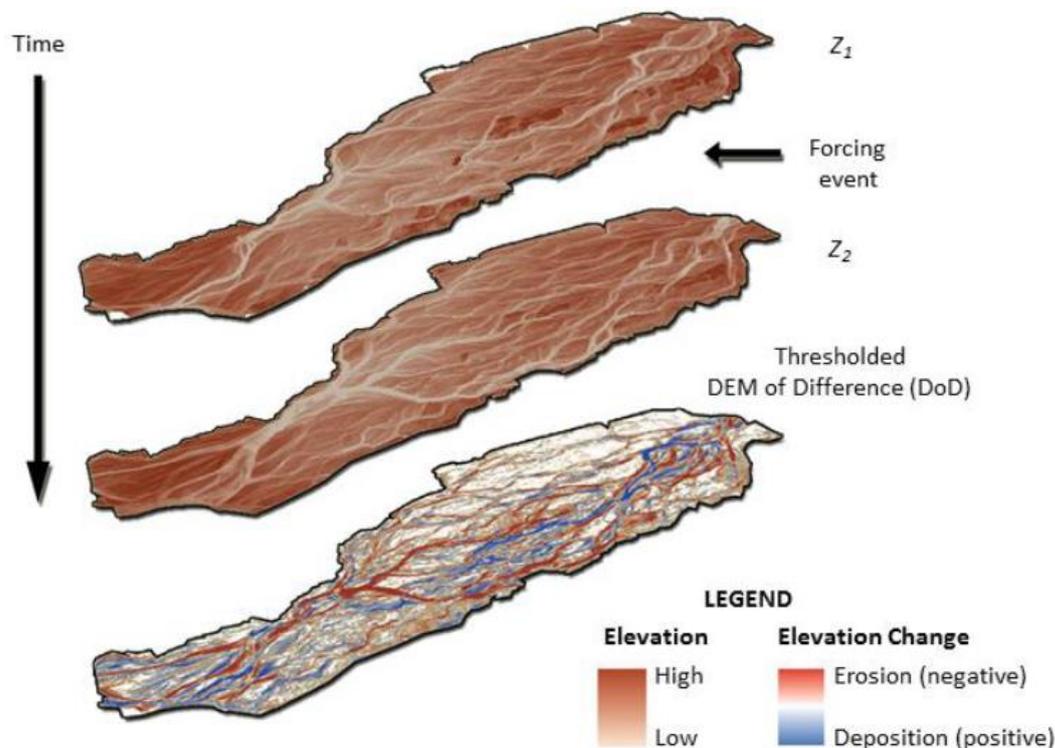


Figura 4.2.1: esempio di raster di DoD soglia con LoD_{min} (Williams, 2012)

Il calcolo di un appropriato livello minimo di indagine è determinante per la corretta definizione del volume degli eventi di debris flow in quanto il livello di indagine è grande relativamente l'area del canale di propagazione (Schrch et al. 2011).

A causa dell'importanza di tale precisione le specifiche operazioni su *Arc-GIS 10.2* necessarie per l'ottenimento del LoD_{min} di entrambi i raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$ degli eventi del 23/07/2015 e del 04/08/2015 sono riportate in appendice A1.

4.3 Definizione dell'erosione e della deposizione

La variazione di elevazione della superficie topografica causata da eventi di *debris flow* è estratta da raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$ ovvero da raster di differenza di DEM

ristretti al livello di precisione della misura (LoD_{min}) sotto il cui valore assoluto (LoD_{cutoff}) da DEM grid a elevata risoluzione (HR-DTM) dati dalla differenza di ripetuti rilievi pre- e post- evento. Tali valori del raster di variazione netta topografica, uniformati a 1 m^2 nella dimensione delle sue celle, corrispondono al cambiamento di volume netto indotto da uno (o più) eventi di debris flow definito da questo punto nel lavoro come *CVN*. I valori positivi di *CVN* corrispondono al volume di deposizione in m^3 , mentre i valori negativi di *CVN* corrispondono al volume di erosione in m^3 .

È estremamente importante rilevare la totalità dell'area in cui la colata dell'evento mobilita il detrito per l'ottenimento di volumi simili di erosione e di deposizione dello stesso evento (Theule et al. 2012).

È importante anche rilevare HR -DTM (modelli digitali del terreno a elevata risoluzione spaziale e radiometrica) il più possibile recenti prima dell'evento e dopo l'evento al fine di registrare la distribuzione spaziale della variazione di volume netto di un solo evento di *debris flow* con l'avvento del minor numero di processi secondari di ostruzione del fondo del canale. I processi secondari da evitare il più possibile sono il franamento delle sponde, movimento colluviale dalle falde di detrito prossime al canale (Schruch et al., 2011), rimaneggiamento del sedimento ad opera dei processi torrentizi e rimaneggiamento antropico. Data l'impossibilità pratica di evitare tali processi secondari a causa della loro istantaneità, è opportuno considerare che l'erosione netta rilevata al termine dell'evento di colata in un tratto del canale è ragionevolmente inferiore all'erosione massima durante un evento e viceversa per la deposizione netta (figura 4.3.1)

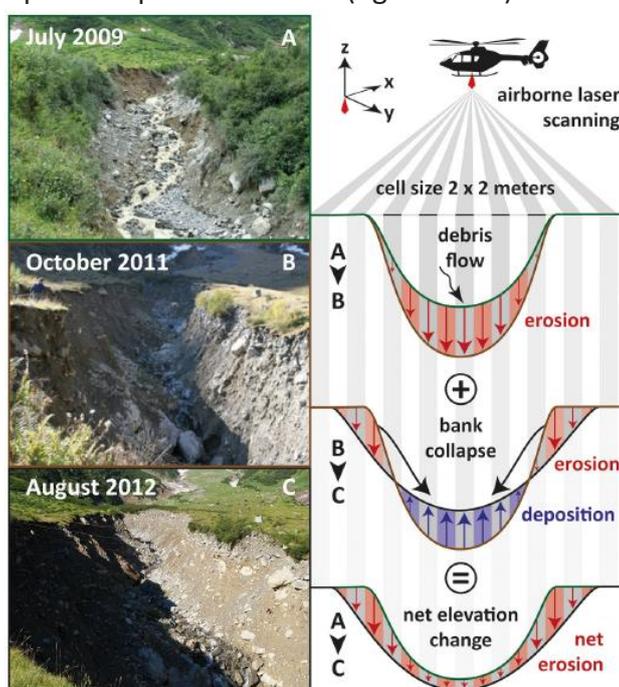


Figura 4.3.1: rappresentazione schematica della differenza fra erosione immediatamente dopo l'evento di colata detritica (A), modifica dell'erosione immediatamente dopo la colata per processi secondari, quali il frammento delle sponde per sotto escavazione al piede da parte del flusso (B) e erosione netta rilevata, data dalla somma degli effetti degli avvenimenti A e B (C) (Frank et al., 2015)

In aggiunta il metodo non fornisce alcuna informazione durante il fenomeno, impedendo di sapere se i vari impulsi della colata erodono ulteriormente le aree erose o vi depositano parte del sedimento diminuendo l'erosione immediatamente dopo l'evento e viceversa per la deposizione.

Le specifiche operazioni su *Arc - GIS*, *Golden Software Surfer* e *Microsoft Excel* per l'ottenimento dei raster dei volumi di erosione e di deposizione, della loro estensione con anche quella dell'intero *CVN* e dei relativi volumi sono riportare in appendice A2.

4.4 Suddivisione del cambiamento di volume netto lungo il canale

La suddivisione dei raster del volume netto eroso e del volume netto depositato (conf. paragrafo 4.3) lungo il canale per ottenere il *CVN* (cambiamento del volume netto)

suddiviso lungo il canale in tratti di lunghezza di 1 m è analoga all'approccio dello *yield rate* o tasso di erosione (Hungry et al., 1984). Nell'approccio proposto da Hungry il canale di propagazione è suddiviso in sezioni di spessore unitario con parametri costanti (tabella 4.4.1) da cui è determinato il volume netto eroso o netto depositato medio dalle sezioni trasversali coi medesimi parametri (figura 4.4.1) al fine di determinare il volume netto eroso o il volume netto di depositato ogni metro lungo quei tratti del canale.

Pendenza di fondo canale
 Lunghezza e larghezza del canale
 Tipo di materiale di fondo canale
 Pendenza delle sponde del canale
 Altezza delle sponde di fondo canale
 Tipo di materiale delle sponde del canale
 Coefficiente di sicurezza, F_s delle sponde del canale
 Area contribuyente o portata

Tabella 4.4.1: parametri del canale influenti sullo *yield rate* (modificato, da Jakob et al., 2005)

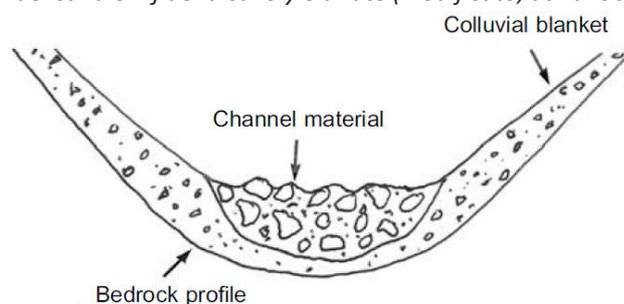


Figura 4.4.1: sezione verticale trasversale al canale (Jakob et al., 2005)

Le sezioni trasversali (figura 4.4.1) sono sostituite da poligoni di suddivisione areale dei canali di propagazione di lunghezza metrica unitaria lungo la traccia arrotondata del reticolo di drenaggio dei rispettivi canali. Nei poligoni di suddivisione è quantificato automaticamente su *Arc – GIS 10.2* il volume netto eroso, il volume netto depositato e del *CVN*. Al fine di mantenere la lunghezza dei tratti del canale costanti a 1 m i parametri dei tratti in tabella (tabella 4.4.1) non vengono considerati.

Le operazioni specifiche del metodo automatico sono descritte nell'appendice A3.

Ottenuto il *CVN* suddiviso in tratti di 1 m lungo il canale è possibile cumularlo dalla zona di innesco alla zona di deposizione lungo il canale di propagazione (Theule et al., 2012) al fine di evidenziare dove il volume è stato eroso, trasportato e depositato al termine dei rispettivi eventi.

Il volume netto cumulato è stato calcolato su Microsoft Excel sommando il volume netto di variazione calcolato in ogni n poligono di suddivisione del canale dall'area di contenimento inferiore a 1000 m s.l.m. alla zona di innesco a 1600 m s.l.m. con la formula 4.3.8.

$$Volume\ netto\ cumulato = \sum_{i=canale}^n DoD_{LoD_{cutoff}} \quad (4.4.8)$$

4.5 Calcolo della pendenza di fondo canale

La pendenza di fondo canale prima degli eventi di *debris flow* è il parametro geomorfologico più rilevante per una possibile relazione con l'erosione di fondo canale fra quelle annoverati e ipotizzate in letteratura (Rield et al., 2016; Theule et al., 2012), oltre che all'aumento e alla diminuzione del flusso stesso, come menzionato nello stato dell'arte dell'erosione nel paragrafo 2.4. La misura della pendenza del solo fondo canale non è una procedura

standard da telerilevamento dal momento che la il *tool* di *Arc toolbox Slope* calcola la pendenza, p in ogni cella e di lato l di un DEM grid (modello digitale di elevazione) sia nelle direzioni perpendicolari e diagonali ai suoi lati interpolando le distanze dx e dy con la cella e con i centri delle celle adiacenti a, b, c, d, e, f, g, i (figura2.5)

a	b	c
d	e	f
g	h	i

Figura 4.5.1: Finestra di campionamento del *tool Slope* per la cella e (Help di *Arc-GIS* 10.2)

e le relative differenze di elevazione dz con la formula (4.5.1) (Help di *Arc-GIS* 10.2):

$$p = \arctan\left(\sqrt{\left[\frac{dz}{dx}\right]^2 + \left[\frac{dz}{dy}\right]^2}\right) 57.29578 \quad (4.5.1)$$

in cui:

$$\frac{dz}{dx} = \frac{((c + 2f + i) - (a + 2d + g))}{(8l)} \quad (4.5.2)$$

$$\frac{dz}{dy} = \frac{((g + 2h + i) - (a + 2b + c))}{(8l)} \quad (4.5.3)$$

Ciò significa che la pendenza calcolata dal *tool Slope* in un DEM pre- evento di un qualsiasi canale di *debris flow* non è definita nella sola direzione di drenaggio, ma anche nella direzione delle sponde del canale estremamente più pendenti più pendenti (fino a 42° a Rio Ravina di Cancia). In aggiunta, il *tool Slope*, inserito nel contesto geologico delle colate detritiche caratterizzate da detrito con granulometria con diametro anche metrico, richiamato su un DEM a elevata risoluzione o HR-DTM, ne calcola la pendenza fra i blocchi e le opere di contenimento attive e non sull'ideale superficie regolare richiesta dal *tool*. A tali difficoltà si aggiunge la variazione morfologica del fondo canale di Rio Ravina di Cancia da propria di colata detritica a torrentizia dal tratto superiore (da 1300 a 1600 m s.l.m.) al tratto inferiore (da 1000 a 1300 m s.l.m.).

Per le ragioni suddette la pendenza di fondo canale è considerata dall'elevazione media di fondo canale dei DEM pre- evento in tratti di 5 m di lunghezza. Per diminuire l'ampia variabilità della pendenza, questa è soggetta anche a una media mobile in cui la pendenza di ciascun tratto del canale è mediata dalle pendenze dei tratti a monte di 10, 15 e 20 m. Difatti, la pendenza a monte di ogni area erosa nel canale le quali la influenza fino a una distanza a monte circa pari a 4 volte la larghezza media del fondo canale (Joshua et al.2015) pari a circa 4.5 m

L'elevazione media del fondo canale di ogni tratto e la sua relativa larghezza prima di ognuno degli eventi di colata detritica del 2015 sono state estratte dai relativi HR-DTM pre-evento ristretti al solo fondo canale con le operazioni su *Arc - GIS* specificamente descritte nell'appendice A4.

Eseguita la prima serie di tool su *Arc -GIS* dell'appendice A4, si ottiene l'elevazione media del fondo canale dei tratti da cui calcolare la pendenza p nei tratti di 5 m (non mediata coi tratti a monte) con la formula 4.5.4 in Microsoft Excel:

$$p = \arctan\left(\frac{h2 - h1}{l}\right) \quad (4.5.4)$$

in cui:

p : pendenza da elevazione media

h_2 : valore di elevazione medio delle celle di fondo canale racchiuse nel poligono a monte del poligono considerato di lunghezza 5 m;

h_1 : valore di elevazione medio delle celle di fondo canale racchiuse nel poligono considerato di lunghezza di 5 m;

l : distanza orizzontale fra i centri dei due poligoni considerati assunta pari alla lunghezza del poligono considerato (5m).

Calcolata la pendenza da levazione media p , si calcola la larghezza del fondo canale per limitare la considerazione del canale a monte di ogni singolo tratto alla distanza pari a quattro volte la larghezza del fondo canale (Joshua et al., 2015) continuando al punto 8.4.6 dell'appendice A4.

Come detto, al fine di diminuire la variabilità della pendenza lungo il canale, la pendenza calcolata in ciascun poligono lungo 5 m (formula 4.5.4) è stata smussata tramite media mobile coi valori di elevazione media calcolati nei poligoni a monte entro la distanza limite di 4 volte la larghezza media del canale pari a 20 m. Si ottiene così la pendenza media p_{media} con la formula 4.5.5:

$$p_{media} = (a_{mm,mv}) / (n_{mm,mv} - 1) \quad (4.5.5)$$

in cui:

- p_{media} : pendenza media;
- $a_{mm,mv} \in U^{+ mm, mv}$, matrice triangolare superiore senza l'elemento $a_{0,0}$ espressa da:

$$a_{mm,mv} = \sum_v \{ \sum_m [\arctan((h_{mm} - h_{mv}) / l_{mm,mv})] \} \quad (4.5.6)$$
- $n_{mm,mv}$: numero di elementi della matrice $U^{+ mm, mv}$.

in cui:

- h_{mm}, h_{mv} : valore di elevazione medio delle celle di fondo canale racchiuse nei poligoni rispettivamente a monte e più a monte delle precedenti;
- h_v, h_{mv} : valore di elevazione medio delle celle di fondo canale racchiuse nei poligoni rispettivamente a valle, meno a monte rispetto a quello più a monte,
- $l_{mm,mv}$: distanza orizzontale fra i centri dei poligoni mm e colonna mv pari alla somma delle lunghezze dei poligoni compresi fra di essi.

Successivamente è stata cercata una relazione fra pendenza di fondo canale e il volume netto di variazione o volume netto eroso nei rispettivi poligoni di suddivisione del canale di 5 m di lunghezza. Il volume di variazione netta e di erosione netta è stato calcolato nuovamente in poligoni di 5 m creati con procedura analoga a quella descritta nell'appendice A3 sostituendo al suo punto 8.3.6. Nel punto il numero di divisione è un quinto della lunghezza della polilinea smussata estratta dalla rete di drenaggio del canale.

4.6 RAMMs – DF e definizione degli input

RAMMs -DF è un modello dinamico 2D cartesiano (euleriano) con risoluzione numerica agli elementi finiti basato su equazioni fisiche i cui termini di resistenza allo scorrimento sono forniti unicamente dalla reologia Voellmy- Salm. I parametri della citata reologia sono calibrati in maniera statistica ed empirica senza una relazione con la fisica dei *debris flow*. RAMMs è un modello specifico per la simulazione dell'impatto dei *debris flow*, sviluppato dapprima per le valanghe di neve dall'istituto svizzero per la ricerca della neve e delle slavine (WLS Institute for Snow and Avalanches Research SLF).

Le equazioni di Navier Stockes sono implementate nel bilancio di massa (4.6.1) e dei momenti del fluido che simula il *debris flow* nelle direzioni x (4.6.2) e y (4.6.3) della griglia dei DEM grid (modelli digitali del terreno) antecedenti gli eventi e di elevazione z a ogni tempo di simulazione t , (Frank et al., 2015) considerando il solo volume del fluido nelle celle del DEM con altezza di flusso superiore a 10^{-6} m (Bartlet et al., 2013):

$$Q(x, y, t) = \partial_t H + \partial_x(H, v_x) + \partial_y(H, v_y); \quad (4.6.1)$$

$$S_{gx} - S_{fx} = \partial_t(Hv_x) + \partial_x\left(c_x H v_x^2 + \frac{g_z k_a H^2}{2}\right) + \partial_y(Hv_x v_y) \quad (4.6.2)$$

$$S_{gy} - S_{fy} = \partial_t(Hv_y) + \partial_x(Hv_x v_y) + \partial_y\left(c_y H v_y^2 + \frac{g_z k_a H^2}{2}\right) \quad (4.6.3)$$

in cui:

- $Q(x, y, t)$: massa del volume di innesco e erosa
- v_x, v_y : velocità all'altezza di flusso media nelle rispettive direzioni orizzontali x e y ;
- $\frac{k_a}{p}$: coefficiente di spinta, posto normalmente a riposo;
- c_x, c_y : coefficienti topografici definiti dalla griglia del modello di elevazione del terreno;
- S_{gx}, S_{gy} : accelerazione di gravità effettiva nelle direzioni x e y
- S_{fx}, S_{fy} : decelerazione per la resistenza allo scorrimento basale nelle direzioni x e y .

Lo schema di risoluzione numerica scelto per le equazioni 4.6.1, 4.6.2 e 4.6.3 è del 2° ordine (Christen et al., 2010), non essendo evidenti instabilità nelle simulazioni preliminari (Bartlet et al., 2013) degli eventi di debris flow del 23/07/2015 e del 04/08/2015 di Rio Ravina di Cancia.

Il coefficiente di spinta $\frac{k_a}{p}$, definito secondo la teoria di Rankine (4.6.4) (Christen et al., 2010) definisce il rapporto fra sforzo verticale e orizzontale nel flusso nel bilancio dei momenti in x (4.6.2) e y (4.6.3), qualora si ponga il coefficiente λ diverso da 1.

$$\frac{k_a}{p} = \tan^2\left(45^\circ \pm \frac{\Phi}{2}\right) \quad (4.6.4)$$

Le simulazioni condotte hanno mantenuto gli sforzi orizzontali del flusso isotropi ai relativi sforzi verticali imponendo λ uguale a 1.

La sola reologia disponibile per la definizione della resistenza allo scorrimento, S_f , nel bilancio dei momenti in x (4.6.2) e y (4.6.3), implementa il modello Voellmy- Salm (Salm, 1993), variante reologica per le slavine del modello Voellmy di cui mantiene gli stessi parametri reologici (4.6.5) (Frank et al 2015):

$$S_f = \mu p H g \cos(\phi) + p g \left(\frac{v^2}{\xi}\right) \quad \text{con } N = p h g \cos(\phi) \quad (4.6.5)$$

in cui:

- S_f : resistenza allo scorrimento basale;
- p : densità (kg/m³) del fluido;
- H : altezza del flusso;
- g : accelerazione di gravità;
- v : velocità del fluido;

Φ : angolo di attrito interno del detrito della colata

i parametri reologici Voellmy- Salm, analoghi a quelli Voellmy, sono:

- μ : coefficiente di frizione basale di tipo *dry-Coulomb* ();
- ξ : coefficiente di frizione turbolenta viscosa o coefficiente di velocità quadrata di trascinamento (m/s^2).

La densità del fluido è stata definita a 2450 kg/m^3 , in relazione alle campagne di monitoraggio di Berti et al. (1999) di eventi di *debris flow* nel contesto idrologico e geologico dolomitico che hanno misurato la densità variabile fra $2420 - 2550 \text{ kg/m}^3$.

È stata definita una sola area di valori di coefficiente di frizione basale, μ , e coefficiente di frizione turbolenta, ξ , sebbene sia possibile inserirne molteplici nel caso siano osservati rilevanti variazioni reologiche nel flusso a causa di cambiamenti litologici e idrogeologici.

Il coefficiente di frizione basale, μ , dominante nell'arresto del fluido, è circa uguale all'arcotangente dell'angolo di pendenza topografica nell'area di deposizione con valori consigliati fra 0.05 e 0.4. Il coefficiente di frizione turbolenta viscosa o di velocità quadrata di trascinamento coefficiente, ξ , è dominante nel moto del fluido e ha intervallo consigliato fra 100 e 1000 m^2 (Frank et al., 2015; Bartlet et al., 2013).

Gli effetti della curvatura nel canale di propagazione sono stati considerati attivando l'opzione della curvatura come consigliato per fenomeni di debris flow propriamente detti (Bartlet et al., 2013). Tale opzione somma allo sforzo normale N della reologia Voellmy – Salm (4.6.5) la forza centrifuga, F (4.6.6):

$$F = p g h v K v^T \quad \text{con} \quad f = v K v^T \quad (4.6.6)$$

in cui:

- K : matrice che descrive la curvatura in tutte le direzioni;
- f : accelerazione centrifuga.

Il *plug-in* di *entrainment* implementato aumenta il volume del fluido, ponendolo differente dal volume di innesco simulato, simulando la sola erosione di fondo canale con una relazione fra massimo sforzo di taglio simulato e il tasso di erosione. La velocità del tasso di erosione è misurata con l'attrezzatura descritta da Berger et al. (2011) nel canale di propagazione di Illgraben (CH). L'erosione simulata non varia il DEM pre - evento durante la risoluzione numerica.

Tale *plug-in* di *entrainment* pare verificato da ripetuti rilievi nello stesso sito (Frank et al 2015) ed è stato generalizzato ad altri due canali di colata detritica in Svizzera (Frank et al., 2017), seppur necessiti di ulteriori validazioni in contesti idraulici, geologici, geomorfologici e idrogeologici differenti.

L'*entrainment* inizia nelle celle della griglia del modello digitale del terreno nel tempo di simulazione in cui lo sforzo di taglio alla base del flusso, τ , supera il valore di sforzo di taglio critico, τ_c , posto di default a 1 kPa.

L'erosione di fondo canale aggiunge volume al volume di innesco simulato secondo il tasso di *entrainment* d_z/d_t misurato nel canale di Illgraben, calcolando la profondità di erosione e_t in ogni cella della griglia di elevazione del terreno senza modificarle durante la simulazione.

L'erosione è simulata fino al time step in cui la profondità di erosione calcolata e_t è minore della profondità di erosione potenziale e_m calcolata secondo la relazione fra altezza di flusso e erosione osservata nel canale di Illgraben (figura 4.6.1) (Schurch et al. 2011).

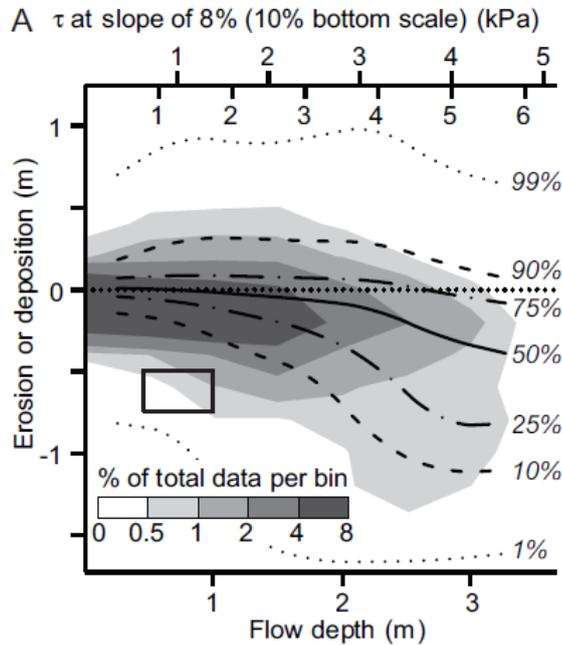


Figura 4.6.1: distribuzione percentile fra erosione o deposizione netta e massima altezza di flusso per ciascuna cella di 4 eventi di *debris flow* nel canale di Illgraben (CH) (Schurch et al., 2011)

L'erosione può arrestarsi prima che e_t eguagli e_m nel caso in cui la massima profondità di erosione sia specificata nel caso l'erosione attesa avvenga in condizioni *supply limited*; non è invece da specificare in condizioni *supply unlimited*. Le simulazioni dei due eventi di debris flow a Rio Ravina di Cancia non hanno specificata una massima profondità di erosione dato lo spessore ingente delle falde detritiche dell'area (capitolo 3)

I seguenti sistemi (4.6.7) riassumono lo schema logico dell'erosione del modello, sebbene la formula dell'implementazione del tasso di erosione nel bilancio di massa e dei momenti del modello necessaria per la definizione di e_t non sia fornita nella bibliografia disponibile:

$$e_m = \begin{cases} 0 & \text{per } \tau < \tau_c \text{ in cui } \tau = \rho g H S \\ \frac{d_z}{d_t} (\tau - \tau_c) & \text{per } \tau > \tau_c \end{cases}$$

$$e_t = \begin{cases} \neq 0 & \text{per } e_t \leq e_m \text{ e } e_t \leq \text{profondità di erosione massima} \\ 0 & \text{per } e_t = e_m \text{ o } e_t = \text{profondità di erosione massima} \end{cases} \quad (4.6.7)$$

in cui:

- e_m : profondità di erosione potenziale [m];
- τ : sforzo di taglio alla base del flusso;
- τ_c : sforzo di taglio critico a 1 kPa;
- $\frac{d_z}{d_t}$: tasso di *entrainment* [m/s];
- e_t : profondità di erosione calcolata [m];
- ρ densità del flusso;
- g accelerazione di gravità;
- H l'altezza di flusso;
- S pendenza di fondo canale

È possibile definire più aree di erosione con diversi valori di sforzo di taglio critico, di tasso di *entrainment*, profondità di erosione potenziale e profondità di erosione massima, nel

caso si riscontrino importanti variazioni geologiche del detrito di fondo canale, non note nel caso di studio.

La tabella 4.6.1 riassume le informazioni e i parametri di RAMMs – DF, accennati nella sua descrizione sintetica e approfonditi di seguito:

Dati di input		Parametri del modello
DEM		risoluzione numerica
volume di innesco	- area di rilascio - idrogramma	altezza di soglia tempo di simulazione
dominio di simulazione		criterio di arresto
parametri reologici		coefficiente λ
parametri di erosione		attivazione curvatura
densità di flusso		inserimento di ostacoli

Tabella 3.15.0.1: dati di input e parametri di RAMMs – DF riassunti da Bartlet et al. (2013)

I DEM pre- evento dei due eventi estivi di debris flow del 2015 sono stati preparati mantenendo la medesima risoluzione di cella di 1 m e radiometrica a 32 bit con la procedura descritta specificamente nell'appendice A5.

Il volume di innesco è simulato come volume rilasciato (l'opzione 1) dell'area di rilascio o *block release* o dell'idrogramma di input. L'opzione dell'area di rilascio è consigliata per *debris avalanches* di grande volume mentre l'opzione dell'idrogramma è consigliata per i debris flow propriamente detti, essendo richiesta la conoscenza della portata in una sezione trasversale del canale (Bartlet et al 2013) e perché le simulazioni col *plug - in* di *entrainment* mostrano minor variabilità nei risultati rispetto a quelli delle stesse simulazioni con volume di innesco simulato con l'area di rilascio potendo definire questo metodo lo stesso volume con differenti estensioni e profondità (Frank et al., 2017).

Il volume di innesco simulato tramite l'area di rilascio per le simulazioni senza erosione è definito tramite procedura analoga a quella di definizione dei poligoni di suddivisione del canale (paragrafo 4.4) variando però la lunghezza di 20 m nell'operazione 8.3.6 dell'appendice A3 e imponendo l'estensione del raster del CVN (cambio del volume netto), limitandoli dalla zona di innesco fino ai poligoni con aumento costante delle cumulate di CVN di elevazione dei rispettivi eventi di debris flow del 23/07/2015 definite al termine del paragrafo 4.4. I poligoni di *block release* sono poi importati in RAMMs, assegnandovi i relativi volumi calcolati ogni 20 m dalla zona di innesco nelle cumulate volumetriche suddette, sottraendoli al DEM per evitare fuoriuscite di materiale dal canale di propagazione durante l'inizio delle simulazioni (Frank et al., 2015)

Il volume di innesco simulato con l'idrogramma semplificato a tre punti (figura 4.6.3) con orientazione della sezione trasversale al canale di 276° è definito da: 1) velocità di flusso pari a 2.8 m/s, velocità verosimile dei debris flow in ambiente dolomitico; 2) volume d'innesco simulato, definito in maniera analoga alle simulazioni senza erosione. Metodi empirici di stima del volume (Rickenmann et al., 1999) non sono considerati dal momento che il sito è caratterizzato da ingente erosione; 3) tempo t_0 , corrispondente al tempo di inizio simulazione, pari a zero; 4) tempo t_2 , corrispondente alla durata osservata del passaggio del flusso più o meno maturo $t_{2\text{oss}}$, fornito dallo stesso modello inserendo il volume d'innesco simulato; 5) tempo t_1 : corrispondente all'intervallo di tempo intercorso

osservato fra l'arrivo del flusso e il tempo di massima portata $t_{1\text{ oss}}$, quindi al tempo di osservazione dell'impulso massimo del flusso. t_1 calcolato con la proporzione 4.6.8:

$$t_1 = \frac{t_{1\text{ oss}} t_2}{t_{2\text{ oss}}} \quad (4.6.8);$$

6) Q_0 , portata del flusso a tempo t_0 , pari a zero; 7) Q_1 : portata del flusso a tempo t_0 , calcolata dallo stesso modello definito il volume dell'idrogramma e i tempi t_0 , t_1 e t_2 ; 3) Q_2 : portata del flusso a tempo t_2 , pari a zero.

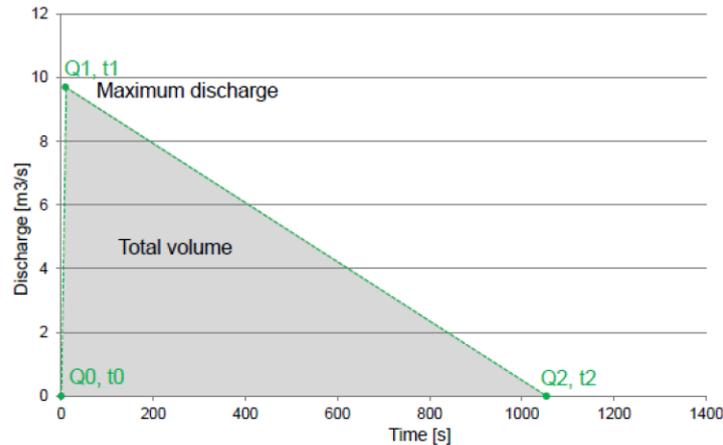


Figura 4.6.3: esempio di idrogramma semplificato a tre punti (t_1, Q_1) , (t_2, Q_2) , (t_3, Q_3) (Bartlet et al., 2013).

Il tempo di simulazione che definisce il tempo entro il quale il modello risolve le soluzioni delle equazioni di Navier Stokes, è stato posto a 4000 s, durata superiore a quella consigliata di 1000 s al fine di non troncatura la risoluzione numerica delle simulazioni (evitare l'arresto per *end time condition*) e di permettere la risoluzione fino al criterio di arresto definito (arresto per *low flux condition*) (Bartlet et al., 2010).

Il tempo massimo non è chiaro: il manuale di RAMMs per *debris flow* consiglia di aumentare 1000 s, mentre Christen et al., (2010) in cui spiegano nel dettaglio la risoluzione numerica del modello asseriscono che valori di simulazione superiori a 1000 s, debbano essere considerati poco realistici sebbene il suddetto schema fosse applicato alle sole valanghe di neve nel 2010. Tuttavia, le istruzioni più recenti (Frank et al., 2017; 2015) rimandano a Christen et al., 2010.

Il criterio di arresto del modello è basato empiricamente sulla soglia percentuale, $\%_{stop}$, della somma dei momenti calcolati nelle celle al tempo di raggiungimento della soglia stessa, t_{stop} , e rapportata alla somma dei momenti delle celle al tempo di simulazione, t_{max} in cui sono massimi nella simulazione (4.6.9):

$$\%_{stop} = \left(\frac{\sum_{i=1}^n v_{t\ stop} m_{t\ stop}}{\sum_{i=1}^n v_{t\ max} m_{t\ max}} \right) 100 \quad (4.6.9)$$

in cui il momento p di ciascuna cella n al tempo t è definito come il prodotto della velocità del flusso v e massa m (4.6.10):

$$p_{n,t} = v_{n,t} m_{n,t} \quad (4.6.10)$$

L'intervallo consigliato della percentuale di questo criterio di arresto varia fra 1 - 10 %, con valore standard al 5 % sebbene data l'empiricità del criterio esso debba essere definito per ogni caso di studio ponendo il limite superiore del 10% per la non realistica delle simulazioni del modello. Inoltre, le simulazioni con volume di innesco simulato con l'area di rilascio possono avere percentuale di arresto minore della percentuale di arresto delle

simulazioni con volume di innesco simulato con l'idrogramma, a parità delle altre informazioni di input e parametri del modello. (Bartlet et al., 2013).

Il criterio adottato è del 5 % per le simulazioni senza erosione e 10 % per quelle con erosione.

4.7 DAN3D e definizione degli input

DAN-3D è un modello dinamico 2D lagrangiano con risoluzione numerica SPH, *Smoothed Particle Hydrodynamics*, tradotto "idrodinamica di particelle levigate" (McDougall, 2006), sviluppato da Scott McDougall come parte del proprio lavoro di dottorato presso l'università della British Columbia (Canada). Il modello è basato su equazioni fisiche la cui resistenza allo scorrimento è fornita dalla scelta arbitraria dell'operatore di reologie *frizionale, plastica, newtoniana, Bingham e Voellmy* (Hung, 1995) i cui parametri sono calibrati empiricamente e statisticamente senza una relazione con la fisica dei fenomeni da riprodurre. La scelta di innumerevoli reologie si riflette nella versatilità del modello per la simulazione di più fenomeni di flusso di versante: la potenziale applicazione spazia dalle *rock avalanche* ai *debris flow* (McDougall & Hung 2004). È stata usata la versione del 2008.

Le equazioni di Navier Stockes sono implementate nel bilancio di massa e dei momenti delle particelle, N , in cui è suddiviso il raster del volume di innesco simulato (*Source Topography file*) che costituisce il fluido equivalente che simula i debris flow degli eventi di Rio Ravina di Cancia del 2015 al tempo iniziale di simulazione t_0 . I bilanci sono risolti nelle direzioni x e y della griglia dei DEM grid, (modelli digitali del terreno) o *Path Topography file*, antecedenti agli eventi. Su tali DEM di elevazione z , il fluido è simulato a ogni tempo di simulazione t con le equazioni di conservazione del bilancio di massa (4.7.1) e dei momenti in x (4.7.2) e in y (4.7.3) definendo gli sforzi orizzontali del fluido unicamente a riposo (McDougall 2006):

$$\frac{\partial b}{\partial t} = \frac{\partial H}{\partial t} + H \frac{\partial v_x}{\partial x} + H \frac{\partial v_y}{\partial y} \quad (4.7.1)$$

$$p H \frac{\partial v_x}{\partial t} = p H g_x + k_x \partial_z \left(-\frac{\partial H}{\partial x} \right) + k_{xy} \partial_z \left(-\frac{\partial H}{\partial y} \right) + \tau_{zx} - p v_x \frac{\partial H}{\partial x} \quad (4.7.2)$$

$$p H \frac{\partial v_y}{\partial t} = p H g_y + k_y \partial_z \left(-\frac{\partial H}{\partial y} \right) + k_{yx} \partial_z \left(-\frac{\partial H}{\partial x} \right) + \tau_{zy} - p v_y \frac{\partial H}{\partial y} \quad (4.7.3)$$

In cui:

- b : profondità di erosione della cella;
- v_x, v_y : velocità di flusso nelle rispettive direzioni;
- p : densità del flusso e del terreno;
- g : accelerazione di gravità nelle rispettive direzioni;
- H : altezza di flusso;
- ∂_z : sforzo verticale normale alla base del flusso;
- k_x, k_y, k_{xy}, k_{yx} : coefficiente di spinta a riposo nelle rispettive direzioni;
- τ_{zx}, τ_{zy} : sforzo di taglio alla base del fluido nelle rispettive direzioni.

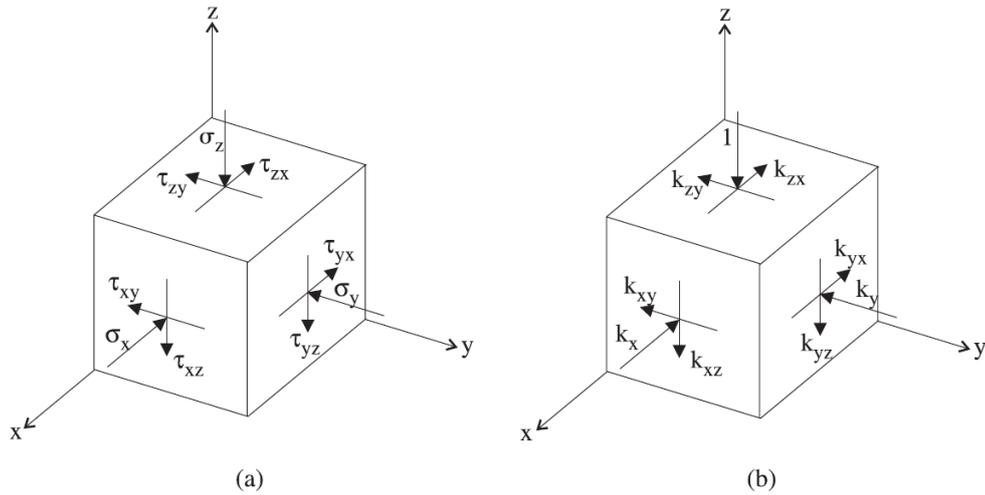


Figura 4.7.1: (a) orientamento dello sforzo normale verticale ∂_z , degli sforzi normali orizzontali ∂_x e ∂_y assunti nulli, degli sforzi verticali di taglio τ_{zx} e τ_{zy} e degli sforzi orizzontali di taglio τ_{xy} , τ_{xz} , τ_{yx} e τ_{yz} assunti nulli; (b) coefficienti di spinta a riposo negli orientamenti corrispondenti dati dalla deformazione del volume di innesco nella distribuzione normale SPH che assume k_z pari a 1 e assume nulli i coefficienti k_{zx} , k_{zy} , k_{xz} e k_{yz} (McDougall & Hungr 2004)

Lo sforzo normale alla base del fluido ∂_z nel bilancio dei momenti in x (4.7.2) e in y (4.7.3) è calcolato proporzionalmente alla sua densità p e altezza di flusso H , normalmente alla pendenza topografica α considerando gli effetti di curvatura del DEM pre- evento dato dal quadrato delle velocità v e dalla matrice di curvatura K_Z (4.7.4):

$$\partial_z = p H (g \cos(\alpha) + v^2 K_Z) \quad (4.7.4)$$

Le sole reologie inserite nel modello per la simulazione di *debris flow* al fine della definizione dello sforzo di taglio τ alla base del fluido nel bilancio dei momenti nelle direzioni del *Path Topography file* zx (4.7.2) e zy (4.7.3) appartengono al modello *Bingham* (4.7.5) e *Voellmy* (4.7.6) (Hungr, 1995) poiché sono quelle più adatte per la simulazione di eventi di colate detritiche (Rickenmann, 2005) fra quelle proposte in DAN3D.

$$\text{Bingham: } v = \left(\frac{H}{6 \mu_b} \right) (2\tau - 3\tau_c + \tau_c^3 / \tau^2) \quad (4.7.5)$$

$$\text{Voellmy: } \tau = \gamma H \left(\cos(\alpha) + \frac{a_c}{g} \right) \tan(\phi) + \gamma \left(\frac{v^2}{\xi} \right) \quad \text{in cui } \mu = \left(\cos(\alpha) + \frac{a_c}{g} \right) \quad (4.7.6)$$

In cui:

- τ : sforzo di taglio di resistenza basale (Pa);
- γ , p : rispettivamente unità peso volume (kN/m^3) e densità (kg/m^3) della massa rilasciata e del terreno;
- H : altezza del flusso (m);
- g : accelerazione di gravità (m/s^2);
- v : velocità del fluido;
- Φ : angolo di attrito interno del detrito del fluido;
- α : angolo di pendenza topografica percorsa dal fluido;
- parametri reologici Bingham:
 - μ_b : viscosità Bingham [Pa/s];
 - τ_c : sforzo di taglio critico [Pa];
- parametri reologici Voellmy:
 - μ : coefficiente di frizione basale di tipo "dry- Coulomb" ();
 - ξ : coefficiente di frizione turbolenta viscosa (m/s^2).

Difatti, i fenomeni di *debris flow* sono simulati con reologia Bingham (3.12.4) e Voellmy (3.12.5) in DAN3D perché reologia plastica e Newtoniana non offrono un criterio di arresto

adatto in morfologie confinate e pendenti come i canali di propagazione di debris flow mentre la reologia frizionale, impone la conoscenza delle pressioni dei pori assunte costanti durante le simulazioni. Quindi, l’inserimento dell’unità peso volume dell’acqua di 9.81 kN/m^3 nei parametri di input non ha rilevanza.

Non è espresso un intervallo di parametri consigliato per le reologie di DAN3D per i fenomeni specifici di DAN3D poiché il modello è largamente utilizzato per calibrazioni di *back- analysis* senza un’attenta classificazione dei fenomeni fisici, non distinguendoli fra *debris flow*, *debris avalanche*, *lahar* e *rock avalanche*.

Il modello simula l’*entrainment*, l’aumento di volume del fluido nel tempo col membro $\frac{\partial b}{\partial t}$ del suo bilancio di massa (4.7.1) tramite la sola erosione di fondo canale verticalmente ai nodi del *Path Topography file*. L’erosione simulata assume una crescita esponenziale allo spostamento del flusso in ogni nodo col tasso di erosione E o *Erosion rate*, (4.7.7), indipendente dalle velocità raggiunte ammesso che la risoluzione numerica rimanga stabile, non variando l’elevazione del modello digitale del terreno durante le simulazioni (McDougall & Hungr, 2005).

$$\frac{\partial b}{\partial t} = EHv \quad (4.7.7)$$

Il tasso di erosione, E , è un parametro puramente empirico, non basato su misure di campagna, ma determinato da *back- analysis*. Il tasso di erosione del modello assume uguali la densità del fluido e del volume incorporato. Lo stesso parametro varia la risoluzione numerica nei bilanci dei momenti in x e y di tutto il modello, influenzando quindi nelle reologie inserite (4.7.5; 4.7.6). Più specificamente in relazione all’altezza di flusso H e alla velocità di flusso v raggiunte ai tempi di simulazione nel *Path Topography file* secondo lo sviluppo della relazione (4.76) nel bilancio di massa del fluido (4.7.1) ottenendo l’espressione (4.7.8) (McDougall & Hungr, 2005):

$$p v \frac{\partial b}{\partial t} = EHv^2 \quad (4.7.8)$$

Da questo sviluppo è evidente che il parametro che può comportare maggiori instabilità nella soluzione è il termine di velocità di flusso poiché elevato al quadrato (McDougall & Hungr, 2005) e perché l’altezza di flusso rimane notevolmente inferiore a quelle tipiche dei fenomeni di debris flow come osservato dalle simulazioni preliminari degli eventi di Rio Ravina di Cancia.

L’erosione simula condizioni “*unlimited supply*”, a meno che non si definisca una profondità massima per imporre condizioni “*supply limited*” diversa in possibili aree differenti del *Path Topography file* con anche differenti parametri reologici μ_b e τ_c Bingham (4.7.5) o μ e ξ Voellmy (4.7.6) e densità del fluido e del materiale di fondo canale. Ciò può avvenire tramite l’*Erosion Map file* la cui estensione totale rimane la stessa del *Path Topography file* e *Source Topography file* delle simulazioni dei due eventi e ne costituisce il dominio di simulazione (O. Hungr Geotechnical Engineering, Inc., 2010). Le simulazioni effettuate degli eventi di Rio Ravina di Cancia hanno considerato una sola area di parametri reologici e di erosione in condizioni *unlimited supply* resa tale imponendo la profondità verticale di 10 m.

Gli stessi autori propongono una relazione empirica (4.7.9) per la definizione del valore medio del tasso di erosione E_m , sebbene tale relazione sia verificata da una *back- analysis*

di un evento di *rock avalanche* (McDougall & Hungr, 2005) e non sulla totalità del vasto panorama di fenomeni di versate di tipo flusso che il modello si propone di simulare:

$$E_m = \frac{\ln\left(\frac{V_f}{V_0}\right)}{S_m} \quad (4.7.9)$$

In cui

- V_f : volume finale paria alla somma del volume iniziale col volume eroso;
- V_0 : volume iniziale;
- S_m : distanza media percorsa dal volume iniziale.

Gli stessi autori riconoscono la semplicità dell'erosione nel modello e suggeriscono un'eventuale implementazione che tenga in considerazione velocità di flusso, pendenza, curvatura, scabrezza, proprietà reologiche del fondo canale e del reticolo di drenaggio.

Riscontrate instabilità numeriche con velocità superiori a 50 m/s nelle simulazioni preliminari dei due eventi di Rio Ravina di Cancia, la stabilità numerica è stata garantita nell'equazione (4.7.8) discretizzata nella risoluzione numerica di DAN3D variandone i parametri. Si rimanda a McDougall (2006) e a McDougall & Hungr (2004) per la discretizzazione numerica SPH e le espressioni numeriche dei parametri del fluido equivalente del modello del numero di particelle N , della costante di lunghezza di interpolazione B , del coefficiente di interpolazione delle velocità C , del coefficiente di rigidità interna D e dell'altezza di soglia, parametro quest'ultimo solamente grafico posto a 0.1 m secondo l'uso adottato nella pratica commerciale (ad esempio Dieter et al., 2012).

N corrisponde al numero di elementi di discretizzazione numerica del volume di innesco. Il numero deve essere sufficientemente grande da simulare il comportamento del flusso sul *Path Topography file* (McDougall, 2006). I valori ammessi sono fra 100 e 4000; Il numero di elementi utilizzato è stato mantenuto a 2000 influenzando sensibilmente l'aumento del parametro sul costo computazione del modello.

B è il coefficiente di definizione della densità areale del numero di elementi di discretizzazione vicini per la definizione dello spessore del flusso e per il mantenimento della risoluzione numerica durante grandi deformazioni del flusso tanto da essere considerato il parametro determinante per la stabilità di DAN3D (McDougall, 2006). I valori consigliati sono fra 2 e 8 entro cui è stata condotta l'analisi di sensitività.

C è il coefficiente di riduzione delle velocità calcolate che ha la funzione di aumentare la stabilità numerica del modello in tratti canalizzati del *Path Topography file* (McDougall, 2006). I valori consigliati sono fra 0.00 e 0.03 entro cui è stata condotta l'analisi di sensitività.

D definisce il grado di elongazione fra gli elementi di discretizzazione da cui è calcolata la ripartizione degli sforzi normali orizzontali interni al fluido (McDougall, 2006) Il valore consigliato di 200 non è stato variato, non mostrando variazione nell'analisi di sensitività.

La tabella 4.7.1 riassume le informazioni e i parametri di DAN3D, citati nella sua descrizione sintetica e approfonditi di seguito:

Dati di input	Parametri del modello
DEM	Numero di particelle, N
volume di innesco	Tempo massimo di simulazione, N
distribuzione dei materiali	<i>Smoothing Length constant B</i>
numero di materiali	<i>Velocity Smoothing Coefficient, C</i>
unità peso volume materiale	<i>Coefficiente di rigidità D</i>
reologia del materiale	altezza di soglia
tasso di erosione <i>E</i>	criterio di arresto
profondità massima di erosione	
unità peso volume acqua	/

Tabella 4.7.1: dati di input e parametri di DAN3D

I *Path Topography File* o DEM prima degli eventi di *debris flow* del 2015 la cui estensione definisce il dominio di modellazione, sono stati resi in formato Surfer 7 TXT ASCII grid entro il numero massimo di nodi per asse di 1000 tramite la sequenza di operazioni su Arc GIS 10.2 E Golden Software Surfer 13 descritta nell'appendice A6.

L'innesco del volume simulato del fluido rappresentate le colate detritiche al tempo iniziale di simulazione t_0 (dato dal raster *Source Topography file*) è simulato con un raster dello spessore verticale positivo della massa del volume di innesco in formato Surfer 7 TXT ASCII grid con lo stesso numero di nodi del *Path Topography file*. Laddove non vi è massa rilasciata il valore del raster è zero (figura 4.7.4). Tale approccio può essere considerato analogo all'opzione Block release di RAMMs.

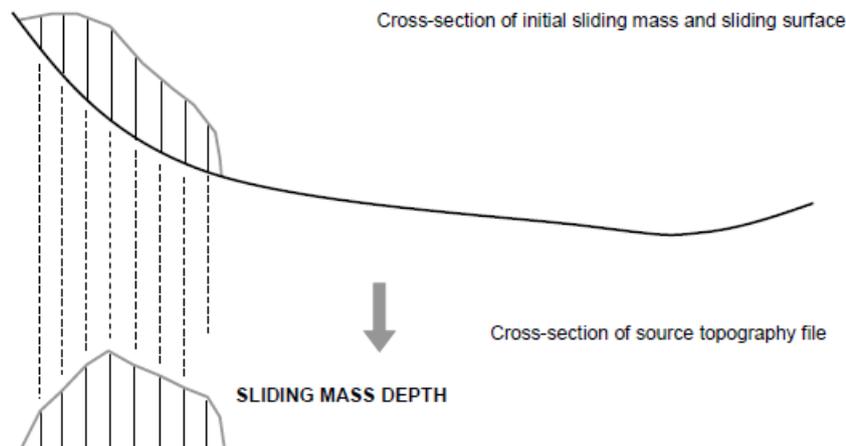


Figura 4.7.4: esempio di sezione trasversale del *Source Topography file* (in basso) e di sezione trasversale del *Source Topography file* sommato al *Path Topography file* all'ipotetico tempo di simulazione zero (in alto) (O. Hungr Geotechnical Engineering, Inc., 2010).

I raster del volume di erosione netta degli eventi del 2015 calcolati nel paragrafo 4.3 sono stati delimitati in tre poligoni *shapefile* ciascuno su Arc GIS 10.2 che li comprendono dalla zona d'innesco fino ai tratti del canale dove si osserva visivamente la loro diminuzione per aumento della deposizione netta. I raster di erosione netta compresi esclusivamente nei poligoni (col *tool Extract by Mask*) costituiscono i tre volumi di innesco simulato per ciascun evento a cui sono stati aggiunti volumi minori inferiori a 3000 m^3 e 1000 m^3 per le simulazioni con erosione con volume estremamente ridotto. Tutti i sopradescritti raster sono stati elaborati secondo la procedura descritta dal punto 8.6.9 nell'appendice A.6.

Il tempo massimo di simulazione definisce il tempo simulato in cui si arresta la risoluzione numerica, sebbene l'arresto del fluido si verifica fisicamente con l'azzeramento delle

velocità massime. Dal momento che l'elevata risoluzione dei *Path Topography files* non permette il raggiungimento di tale criterio fisico e per evitare l'arresto in maniera soggettiva, al tempo di simulazione in cui visivamente non si osserva movimento, è stato scelto il criterio della soglia di 0.1 m/s della velocità del centro di massa del fluido (figura 4.7.5)

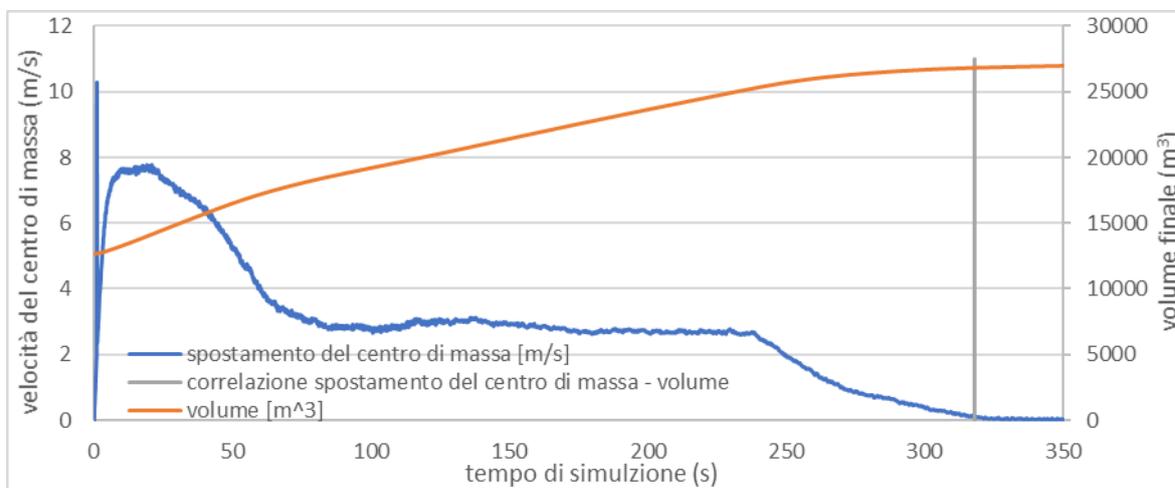


Figura 4.7.5: Criterio di arresto usato per le simulazioni di *debris flow* di DAN3D con la soglia di velocità del centro di massa del fluido a 0.1 m/s.

Il criterio è importante soprattutto per la definizione del volume finale (costituito dal volume simulato d'innescò e dal volume eroso) nelle simulazioni con erosione (figura 4.7.5) dal momento che la velocità delle particelle N del flusso e quindi il loro spostamento, non giunge a zero e il volume del flusso continua ad aumentare fino al tempo massimo di simulazione imposto a 1000 s.

4.8 Visualizzazione degli output

I risultati delle simulazioni condotte coi metodi dinamici numerici basati su equazioni fisiche basate su reologie monofase empiriche e statistiche di RAMMs – DF (paragrafo 4.6) e di DAN3D (paragrafo 4.7), sono stati valutati eseguendo analisi di sensitività dei parametri delle reologie inserite, dei volumi d'innescò simulati e dei parametri degli stessi modelli, qualora instabilità numeriche fossero evidenti. Le suddette analisi di sensitività alla velocità massima raggiunta dal fluido, al tempo simulato dalla risoluzione numerica fino al raggiungimento del criterio di arresto, alla distanza di runout, e dal volume finale hanno necessitato di una procedura automatica della loro lettura dato l'ingente numero di simulazioni condotte. Per questo motivo sono stati sviluppati innumerevoli metodi automatici, fra i quali quello per la misura della distanza di runout è presentato nel presente capitolo. I passaggi descritti nell'appendice A7 sono stati sviluppati su Arc- GIS 10.2.

La velocità massima, il tempo di simulazione e il volume finale e di fuoriuscita all'arresto delle simulazioni sono letti dall'output log file delle rispettive simulazioni di RAMMs e dal file *finaloutput.txt* delle rispettive di DAN3D.

Il tempo delle simulazioni all'arresto di RAMMs è stato letto direttamente dall'output log file, mentre quello di DAN3D importando il file *output.txt* in un foglio di lavoro di Microsoft Excel appositamente creato per l'identificazione del primo tempo di simulazione la cui velocità del centro di massa è inferiore a 0.01 m/s

Il volume finale delle simulazioni di RAMMs – DF e DAN3D, V_{fin} , è dato dalla somma (4.8.1):

$$V_{fin} = V_{in} + V_{eros} + V_{out} \quad (4.8.1)$$

in cui V_{in} è il volume di innesco; V_{eros} il volume eroso di simulazione all'arresto, e V_{out} il volume fuoriuscito fino all'arresto della simulazione letto dall'output log file delle relative simulazioni di RAMMs e dalla condizione (4.8.4) nel foglio di lavoro Microsoft Excel per la determinazione del tempo di arresto in cui è già inserito file *output txt*:

$$\forall V_i \geq V_2 \in V_{sim} | V_{i-1} - V_i > 0, V_{out} = \sum_{i=1}^i |V_{i-1} - V_i| \quad (4.8.2)$$

5. Discussione e sintesi dell'analisi morfometrica

Il capitolo sintetizza e discute i risultati dell'analisi morfometrica eseguita coi procedimenti descritti nei paragrafi 4.2 – 4.5 del capitolo “materiali e metodi”. Inizialmente sono trattate le incertezze delle misure del CVN (Cambiamento del Volume Netto mobilitato) da ogni evento avvenuto nell'estate del 2015 a Rio Ravina di Cancia (paragrafo 5.1). Sono discusse le assunzioni di tali risultati, influenzando esse nella determinazione del CVN dalla cui variazione topografica si identifica e si discute la morfologia erosivo deposizionale dei flussi. Dagli stessi risultati si stima il CVN mediante la differenza topografica pre- post- evento (paragrafo 5.2). Le stesse assunzioni delle misure minime influiscono sulla distribuzione del CVN lungo il canale di propagazione del sito (paragrafo 5.3). Questo paragrafo insieme al 5.4 ricostruisce in maniera quantitativa le complessive dinamiche erosivo- deposizionali ricavabili a seguito degli eventi nell'ottica bifase dei loro flussi. Il paragrafo 5.5 risalta la relazione con la pendenza del loro percorso, il principale parametro di controllo dei meccanismi erosivo-deposizionali suddetti. Le stesse dinamiche erosivo- deposizionali dei due eventi sono confrontate fra loro al fine di considerare ulteriori parametri di controllo nelle dinamiche erosivo deposizionali dei flussi sopracitati.

I risultati del paragrafo 5.3 e 5.4 forniscono i parametri di calibrazione per il capitolo 6 “Risultati delle simulazioni” inerente alla simulazione numerica dinamica con reologia monofase. La lettura dei paragrafi 5.4 e 5.5 apporta maggiore consapevolezza critica per l'assunzione monofase e l'assunzione di rilascio del volume d'innesco in un unico impulso dei metodi numerici dinamici nel capitolo successivo.

5.1 Incertezza del cambiamento di volume netto

Il livello di precisione della misura (LoD_{min}) del cambiamento di volume netto al termine dalle colate detritiche (CVN) è stimato dalla frequenza di distribuzione delle aree non impattate nella sottrazione del rilievo pre- evento al rilievo post- evento (conf. paragrafo 4.2). Più specificamente, tale incertezza riguarda il controllo geodetico degli HR- DTM (modelli digitali di elevazione del terreno a elevata risoluzione) forniti, in quanto essi hanno la medesima dimensione delle celle (celle quadrate di un metro) sovrapposte nello stesso sistema di coordinate in riferimento in Arc- GIS entro 10^{-3} m (*M tolerance*) con dati di elevazione per cella fino a 32 bit letti in Arc-GIS entro 10^{-4} m (*z resolution*) (Help di Arc-GIS 10.2).

Il tempo intercorso fra i rilievi temporalmente recenti prima e dopo gli eventi considera tuttavia i processi secondari quali il franamento delle sponde del canale di propagazione, il movimento colluviale detritico in prossimità delle sponde e l'attività torrentizia o di minori colate nel canale. Tale tempo intercorso, inferiore a 6 mesi per il primo evento e inferiore a 7 giorni per i rilievi del secondo evento, è estremamente breve (Frank et al., 2017), sebbene rappresenti una fonte di incertezza non eliminabile.

La riduzione dell'incertezza dei medesimi punti quotati (o *punti a terra*, o *controllo geodetico*) fra i rispettivi HR – DTM pre- post- evento è l'unica possibile per i dati forniti. È essenziale per i risultati successivi del paragrafo ottenuti con ESRI Arc GIS 10.2, Golden Software Surfer 13 e Microsoft Excel e per la calibrazione delle simulazioni con erosione nei metodi numerici dinamici nel capitolo successivo.

Il CVN del 23/07/2015 e del 04/08/2015 è calcolato dai loro rispettivi HR - DTM antecedenti e successivi nello stesso sistema di coordinate di riferimento con medesimo controllo

geodetico apparente, tramite i loro raster di differenza di DEM o *DoD* (Weathon et al., 2010).

Il controllo geodetico dei rilievi delle aree non impattate dai due eventi di *debris flow* (ovvero quelle che in realtà non hanno subito variazioni di elevazione) definisce la precisione del controllo geodetico dei HR- DTM da cui è calcolato il raster di *DoD* delle aree non impattate per entrambi gli eventi (Figura 5.1.1 e 5.1.2).

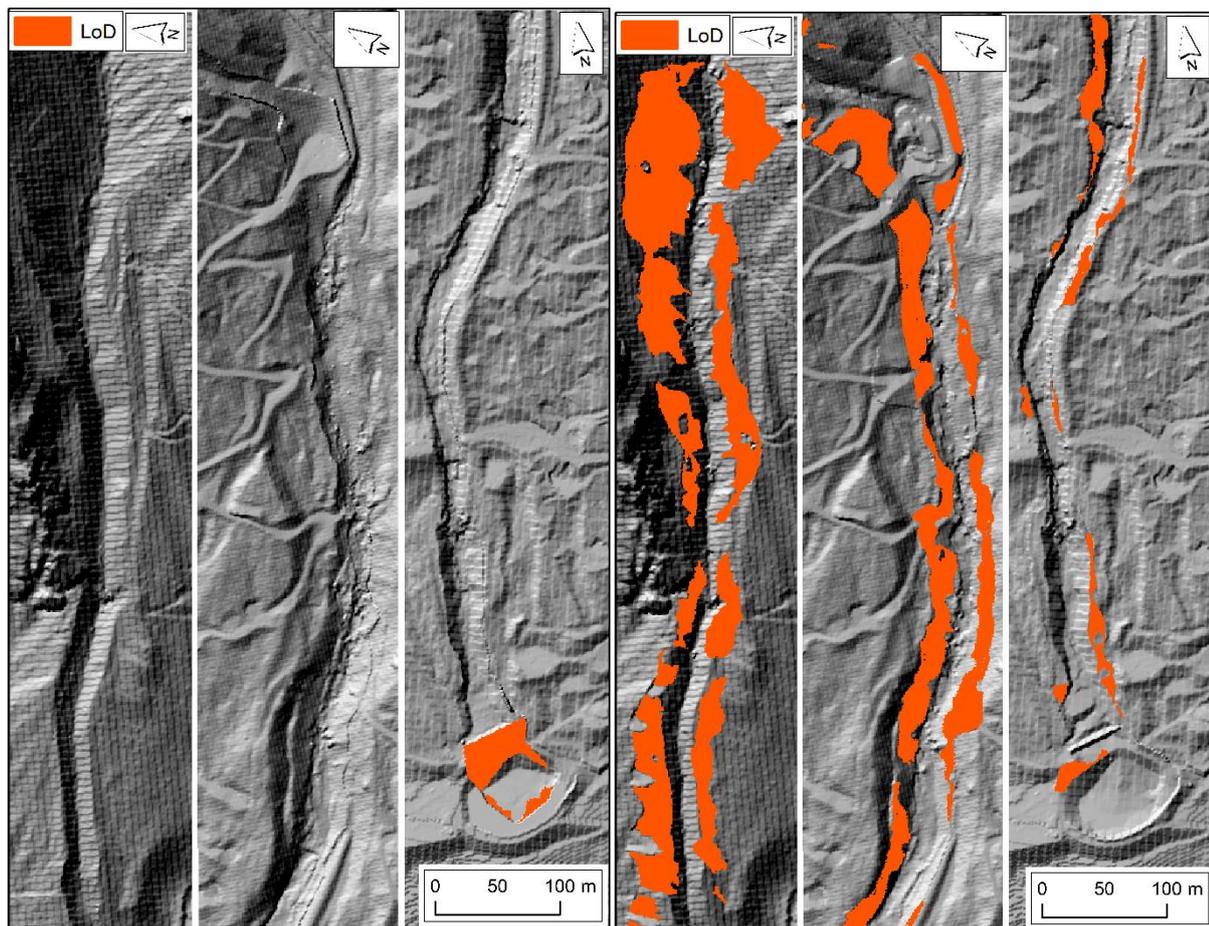


Figure 5.1.1 e 5.1.2: estensione areale dei raster di *DoD* senza variazioni di elevazione degli eventi del 23/07/2015 (a sinistra) e del 04/08/2015 (a destra)

L'area del raster *DoD* non impattata dall'evento del 23/07/2015 (figura 5.1.1) è estremamente ridotta e non uniformemente estesa sull'estensione areale totale del suo raster di *DoD*. Al contrario quella del 04/08/2015 (figura 5.1.2) è sensibilmente maggiore e uniformemente estesa. La ridotta e disomogenea estensione del raster di *DoD* non impattata del 23/07/2015 è imputabile all'intervallo di tempo da 6 mesi a anche 4 anni (conf. paragrafo 4.1) intercorso fra la totalità dei suoi rilievi pre- e post evento. Difatti, in intervalli temporali di tale durata il processo secondario di minor entità, ovvero il solo movimento colluviale detritico causa significative variazioni di volume. In aggiunta, la ridotta estensione del DEM prima di questo evento impedisce l'indagine fuori dal canale, laddove le aree sono ragionevolmente meno impattate dei flussi.

I caratteri di uniformità e areali delle estensioni nelle figure 5.1.1 e 5.1.2 permettono la definizione del livello di precisione della misura o LoD_{min} per la *DoD* del solo evento del 04/08/2015. Il LoD_{min} , definito come due volte lo scarto quadratico medio della frequenza di distribuzione percentuale centrata in zero con classi progressive di 0.0001 m dei valori z

del raster di DoD (formula 4.2.2) corrisponde a 0.086146 m per il raster del 04/08/2015 (figura 5.1.3, tabella 5.1.1).

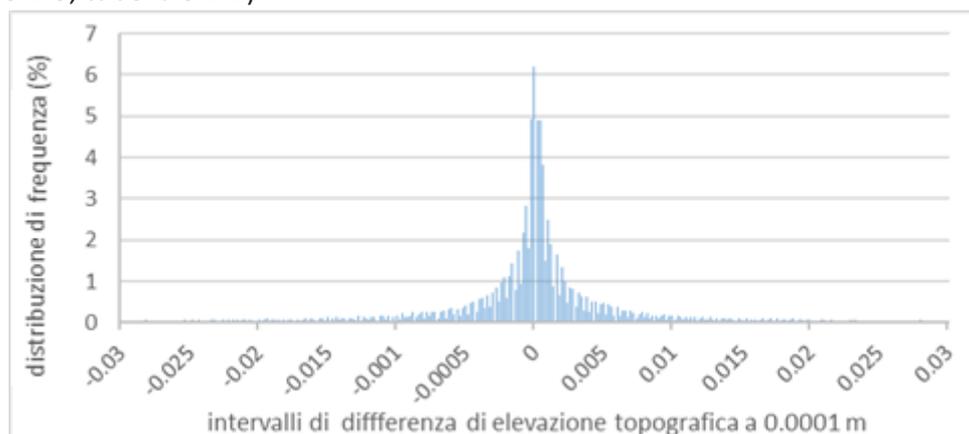


Figura 5.1.3: frequenza di distribuzione percentuale in intervalli di 0.0001 m dei valori di variazione di elevazione del raster di DoD non impattato dell'evento del 04/08/2015 (figura 5.1.2)

Numero di celle considerate	46902
Estensione areale della DoD residua [m ²]	46902
Valore minimo [m]	-0.816162
Valore massimo [m]	0.700562
Somma complessiva dei valori [m]	-38.559631
Media (m)	-0.0007
Deviazione standard [m]	0.039831
Numero di celle senza valore	0

Tabella 4.1.1: valori della frequenza di distribuzione percentuale in intervalli di 0.01 m (figura 5.1.3) dei valori di variazione di elevazione della DoD dell'evento del 04/08/2015 (figura 5.1.2)

Dal momento che il LoD_{min} del raster di DoD è inferiore LoD , livello di indagine minimo di risoluzione, del raster DoD del 04/08/2015 (paragrafo 5.2), l'accuratezza delle misure dell'evento è confermata al 95,4%. Di conseguenza, poiché lo stesso operatore ha posto il medesimo controllo geodetico agli HR -DTM pre- e post- evento sia del 23/07/2015 e del 04/08/2015, la precisione del CVN è estesa anche a quello del 23/07/2015 nonostante l'estensione limitata del raster di DoD di questo evento non ne permetta il calcolo direttamente.

5.2 Cambiamento del volume netto rimobilitato

Il CVN (cambiamento di volume netto) degli eventi di *debris flow* del 23/07/2015 e del 04/08/2015 nel canale di propagazione di Rio Ravina di Cancia è calcolato con raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$ (Williams, 2012) o di differenza di DEM pre- post- evento con intervallo del livello di indagine LoD in cui è escluso l'intervallo del livello assoluto della precisione di misura (LoD_{min}) Il LoD_{min} è definito come due volte lo scarto quadratico medio della frequenza di distribuzione percentuale centrata in zero con classi progressive di 0.0001 m dei valori z del raster di DoD (formula 4.2.2). Esso corrisponde a 0.086146 m per il raster del 04/08/2015 e, non potendo essere definito direttamente per quello del 23/07/2015 e date le apparenti precisioni dei rilievi, è assunto zero (conf. paragrafo 5.1) Tali valori assoluti di LoD_{min} inseriti come soglie nella sottrazione del DEM post- evento al DEM pre- evento del 23/07/2015 e del 04/08/2015, ne separano i volumi negativi da quelli positivi (formule 4.3.1 e 4.3.2) e forniscono rispettivamente i raster di erosione netta e deposizione netta (figure 5.2.1 e 5.2.2).

L'estensione dei raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$ non comprende tutto il CVN di ogni evento pur essendo sito il canale di propagazione di colata detritico in un contesto idrologico "chiuso" data l'ostruzione della sezione di chiusura nell'ara di contenimento inferiore a 1000 m s.l.m. dal rilevato lungo il suo perimetro esterno. Tuttavia, le foto post evento nel paragrafo 3.5 evidenziano il superamento della frazione granulometrica più fina della frazione solida colata oltre il suddetto rilevato, sebbene di modestissimo volume al di sotto del LoD_{min} .

I DEM pre- post- evento non rilevano la totalità del bacino idrografico, non registrando quindi la totalità dello spostamento colluviale, rotolamento di blocchi e/o altri processi secondari che rimaneggiano detrito da fuori all'interno del canale. Il franamento delle sponde del canale è ristretto entro l'estensione dei DEM ad eccezione della sommità della corona della frana a 1600 m s.l.m con carattere regressivo nel tempo intercorso fra i rilievi del secondo evento di soli 6 giorni. Ulteriore aggiunta di CVN avviene dall'apporto del detrito in sospensione e per rotolamento/trascinamento nei flussi d'acqua provenienti dal sottobacino di destra la cui confluenza è a 1250 m s.l.m. La maggior parte del CVN aggiunto al di fuori dell'estensione dei rilievi avviene però dalla quota massima dei rilievi coincidente con la quota d'innesco delle colate a 1680 m s.l.m. nel canale. Difatti il punto d'innesco è variabile da evento ad evento: si osserva visivamente come il punto d'innesco sia maggiore per il primo evento del 2015 (a quota maggiore dell'estensione della DoD) (figura 5.2.1) e minore per il secondo evento del 2015 (a quota minore dell'estensione della DoD) (5.2.2). Per quanto discusso, il CVN del solo volume depositato (somma dei LoD positivi) è maggiore rispetto al CVN del solo volume eroso (somma dei LoD negativi). Ciò è confermato per il primo evento, mentre per il secondo evento no, dal momento che il rilievo post- evento è avvenuto successivamente alla rimozione- terre nel canale per la mitigazione del rischio dell'abitato di Cancia. Tale volume rimosso è stimato a 1500 m³ (calcolo nel paragrafo 5.4)

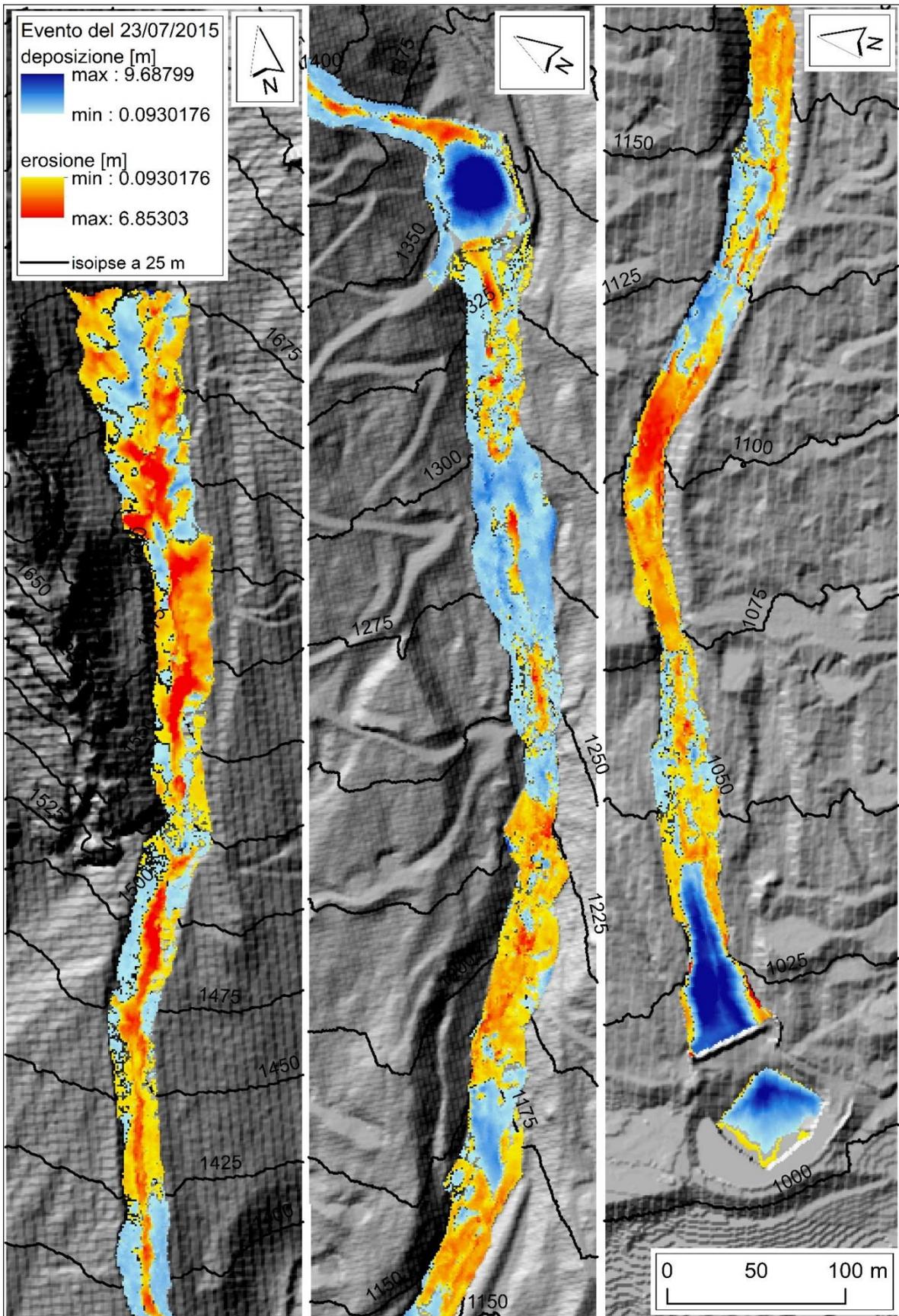


Figura 5.2.1: estensione e distribuzione dell'erosione netta e deposizione netta dell'evento di colata detritica del 23/07/2015.

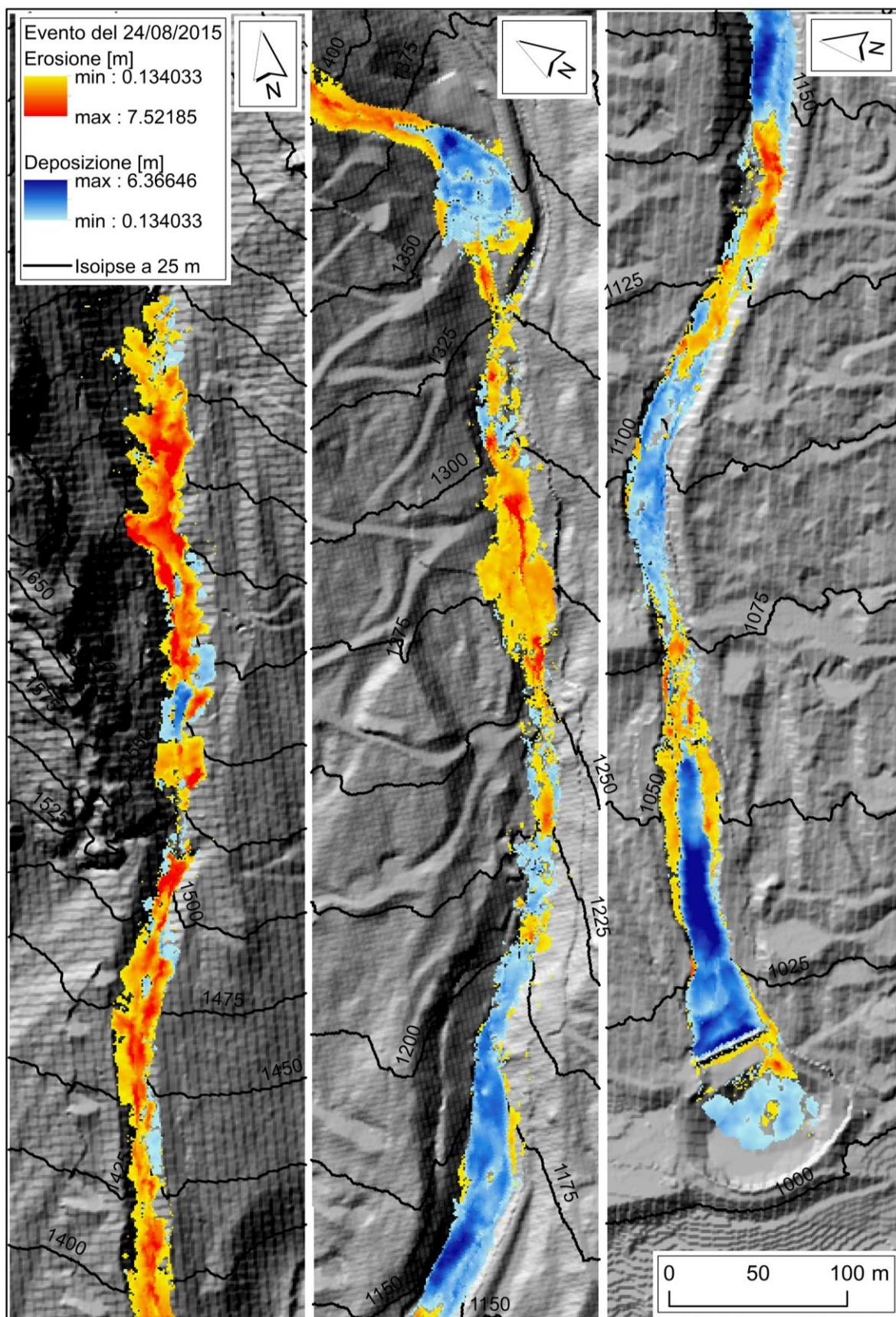


Figura 5.2.2: estensione e distribuzione dell'erosione netta e deposizione netta dell'evento di colata detritica del 04/08/2015.

Entrambi gli eventi denotano prevalenza di erosione nel tratto superiore del canale di propagazione (da 1680 a 1350 m s.l.m.) (figura 5.2.3). L'erosione nel tratto è attribuita in

base al riconoscimento delle forme geomorfologiche a 1) erosione di fondo canale, prevalente; 2) erosione da frane per sotto-escavazione delle sponde al piede (minoritaria); 3) erosione e movimento colluviale su versanti tributari il canale (scarsa e rilevante solo nell'evento del 23/07/2015)

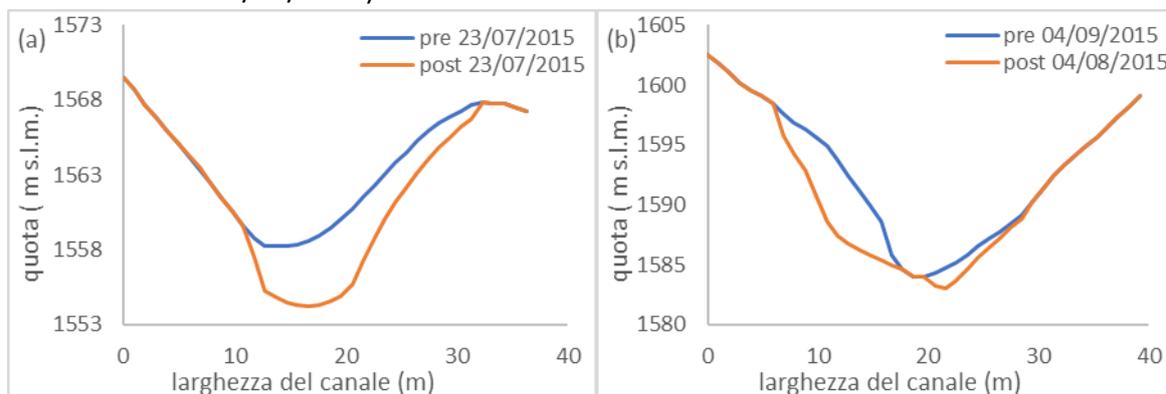


Figura 5.2.3: sezioni trasversali alla direzione di flusso di erosione netta e deposizione netta nel tratto superiore del canale dell'evento del 23/07/2015 (a) e del 04/08/2015 (b). Il profilo topografico pre- evento sopra in profilo post- evento indica erosione netta e inversamente deposizione netta.

La deposizione netta è estremamente ridotta nel tratto superiore del canale di propagazione è attribuita in base alle forme morfologiche a: 1) deposizione degli impulsi terminali del flusso degli eventi; 2) deposizione laterale gli eventi per aggradazione delle sponde del canale: 2) macereti di frana successivi alla propagazione degli eventi, innescate dalla sotto-escavazione delle sponde da parte degli eventi rispettivi (significativi nel secondo evento)

Entrambi gli eventi mostrano nel tratto inferiore del canale (da 1350 a 1000 m s.l.m.) una insolita intermittenza in tratti di erosione netta e deposizione netta (figure 5.2.4): i tratti di erosione nell'evento del 23/07/2015 si invertono in tratti di deposizione nell'evento del 04/08/2015 e ugualmente per i tratti di deposizione.

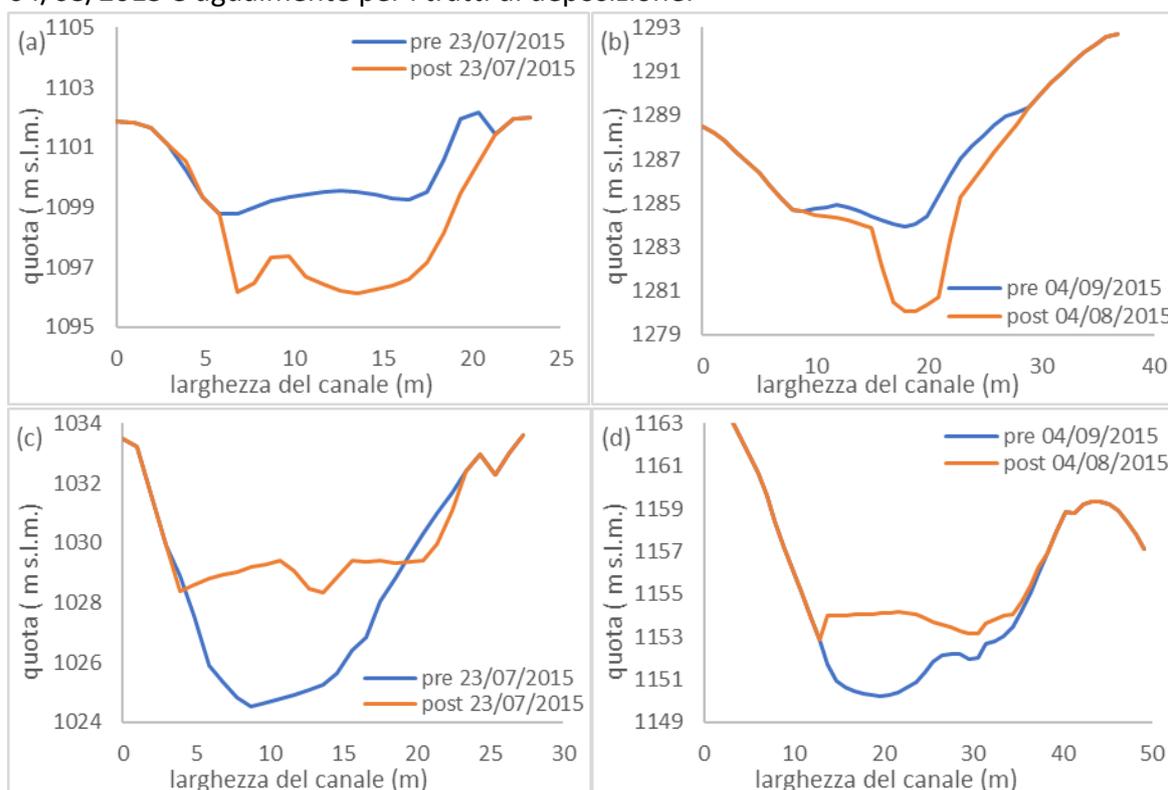


Figura 5.2.4: sezioni trasversali alla direzione di flusso di erosione netta e deposizione netta nel tratto inferiore del canale dell'evento del 23/07/2015 (a, c) e del 04/08/2015 (b, d). Il profilo topografico pre- evento sopra in profilo post- evento indica erosione netta e inversamente deposizione netta.

La deposizione netta osservata nel canale inferiore è data: 1) dall'arresto degli impulsi delle colate detritiche per la diminuzione della frazione volumetrica fluida per aumento di quella solida; 2) per diminuzione della frazione volumetrica fluida per dispersione/infiltrazione nel detrito del fondo canale data la possibilità di espansione del fronte ai margini del fondo canale (con larghezza massima di 25 m); 3) deposizione di impulsi terminali causata dagli stessi processi del punto 2); 4) trattenimento della frazione solida dalle opere di mitigazione attiva (gabbioni di reti metalliche colmati di detrito), qualora non distrutte dall'impeto delle colate; 5) aggradazione laterale dei depositi nei tratti non attivi e il canale di propagazione (Theule et al, 2012).

La condizione di deposizione data dagli impulsi terminali della colata si osserva nella sezione in figura 5.2.4.b in cui il tratto fortemente confinato nella quota minore della sezione difficilmente avverrebbe al passaggio del fronte dell'acme della colata. La condizione di deposizione per aggradazione laterale si osserva nella sezione 5.2.4.a. È bene però ricordare che le sezioni sono una combinazione dei processi descritti che avvengono durante e nei successivi impulsi, mentre le sezioni fotografano il termine degli impulsi.

L'erosione netta osservata nel tratto inferiore è data dai medesimi meccanismi descritti per il tratto superiore sebbene l'erosione per sotto- escavazione al piede del canale e il movimento colluviale da fuori a dentro il canale siano minori. Quindi l'erosione è originata è prevalentemente da incisione del canale.

Sebbene in letteratura non sia stato trovato alcun meccanismo che possa generare il pattern di alternanza tra deposizione netta ed erosione netta, esso potrebbe essere connesso intuitivamente al carattere impulsivo dei *debris flow*.

Le aree di deposizione maggiore poste a 1000 e a 1350 m s.l.m. sono caratterizzate da deposizione con erosione estremamente scarsa o assente.

L'assenza di CVN fra il termine del canale di propagazione e l'area di contenimento a 1000 m s.l.m. in cui è registrata erosione netta nel $DoD_{LoD_{cutoff}}$ dell'evento del 23/07/2015 esplica i limiti delle integrazioni con rilievi GPS-RTK in sezioni trasversali al canale nel DEM del 2011 (figura 5.2.1) (I rilievi GPS tuttavia hanno comunque permesso una migliore documentazione dell'evento).

Come osservabile qualitativamente nelle figure 5.2.1 e 5.2.2 l'estensione dei raster di erosione netta e di deposizione netta dell'evento del 23/07/2015 è maggiore di quella del 04/08/2015. Ciò è definito quantitativamente in tabella 5.2.1 sommando i metri quadri ortogonali al piano x y dei raster raster (conf. Paragrafo 4.3).

Estensione areale (m ²)	Evento:	
	23/07/2015	04/08/2015
Erosione netta	27809	21510
Deposizione netta	24974	18298
Variazione di elevazione	60272	60235

Tabella 5.2.1: Estensione areale in m² dell'erosione netta, deposizione netta e del CVN degli eventi del 23/07/2015 e del 04/08/2015 pari alla somma dei relativi raster di erosione netta e deposizione netta

Il primo evento ha estensione maggiore rispetto a quella del secondo evento a causa: 1) dell'estensione reale maggiore a causa del maggior CVN mobilitato; 2) del maggiore intervallo temporale fra i rilievi pre- post- evento in cui sono avvenuti maggiori processi secondati al di fuori dell'estensione dell'evento; 3) dell'assenza di un'appropriata definizione di LoD_{min} per il raster di DoD del primo evento.

Ciò è indicato esplicitamente dall'estensione areale del raster di DoD (uguale per i due eventi) sottratta alle estensioni areali dei relativi raster di erosione netta e di deposizione netta (tabella 5.2.2)

Estensione areale non considerata (m ²)	Evento:	
	23/07/2015	04/08/2015
	7489 m ²	20427 m ²

Tabella 5.2.2: Estensione dell'area del raster di DoD degli eventi del 23/07/2015 e del 04/08/2015 non considerando le rispettive estensioni dell'erosione netta e dalla deposizione netta

L'estensione maggiore dell'evento del primo evento del 2015 è legata al suo VCN maggiore. La totalità dei metodi proposti in appendice A2 con Arc-GIS e Surfer per il calcolo del volume fornisce risultati simili fino all'ottava cifra significativa ad eccezione del *tool* di Arc-GIS "Surface Volume" che sottostima il risultato di circa il 15-20 %. Il metodo scelto per la definizione del VCN è il *tool* Arc- GIS "Zonal statistics as Table" (tabella 5.2.3) data la sua immediatezza e confrontabilità con la somma dei VCN estratti col *tool* medesimo dai trsatti di suddivisione del canale di propagazione illustrati nel paragrafo 5.3 successivo.

Volume (m ³):	Evento:	
	23/07/2015	04/08/2015
Erosione netta	26731.60	24277.98
Deposizione netta	28849.43	22772.66

Tabella 5.2.3: volume di erosione netta e deposizione netta degli eventi del 23/07/2015 e del 04/08/2015 definiti col *tool* *Zonal Statistics as Table* di Arc-Toolbox.

I volumi in tabella 5.2.3 confermano l'aggiunta di VCN da fuori a dentro il canale per l'evento del 23/07/2015 (comprendenti anche le aggiunta dalle quote del canale superiori all'area d'innescò dove termina l'estensione superiore del $DoD_{LoD_{cutoff}}$), essendo il suo volume di deposizione netta maggiore del suon volume di erosione netta. I volumi della stessa tabella evidenziano i la sottrazione di VCN nel canale per l'evento del 04/08/2015 di propagazione prima del suo rilievo post- evento dal momento che il suo volume di deposizione netta è minore del suo volume di erosione netta.

Per le suddette ragioni ampiamente spiegate nel paragrafo il VCN del primo evento è di 28849.43 m³ e il VCN del secondo evento è di 24277.98 m³.

5.3 Pattern erosivi e deposizionali

Il cambiamento di volume netto (CVN) dato dalla mobilitazione di detrito nel canale di propagazione di Rio Ravina di Cancia e nelle sue prossimità degli eventi dell'estate del 2015 è calcolato dalla differenza di quota topografica registrata dai rilievi dei HR- DTM (modelli digitali di elevazione del terreno a elevata risoluzione) pre- e post- evento. Tale variazione di elevazione è limitata dalla precisione delle misure (LoD_{min}) quantificata nel paragrafo 5.1 e descritta nel paragrafo 5.2. La suddivisione del VCN nei tratti di lunghezza 1 m del canale di propagazione è eseguita su Arc- GIS 10.2 definendo poligoni della stessa lunghezza metrica parallela alla polilinea arrotondata dalla rete di drenaggio estratta dal

DEM del 2011 con area contribuyente di 3000 m² del canale (figura 5.3.1) tramite la procedura automatizzata in Model Builder descritta in appendice A3. Il VCN è espresso come *yield rate* o tasso di erosione (m³/m), ovvero il tasso di erosione netta e di deposizione netta al metro dalla zona di innesco alla zona di deposizione lungo il canale di propagazione causato da un evento di *debris flow* (Hungri et al. 1984). La somma dell'erosione netta e della deposizione netta ogni metro nel canale è definita come VCN del tratto.

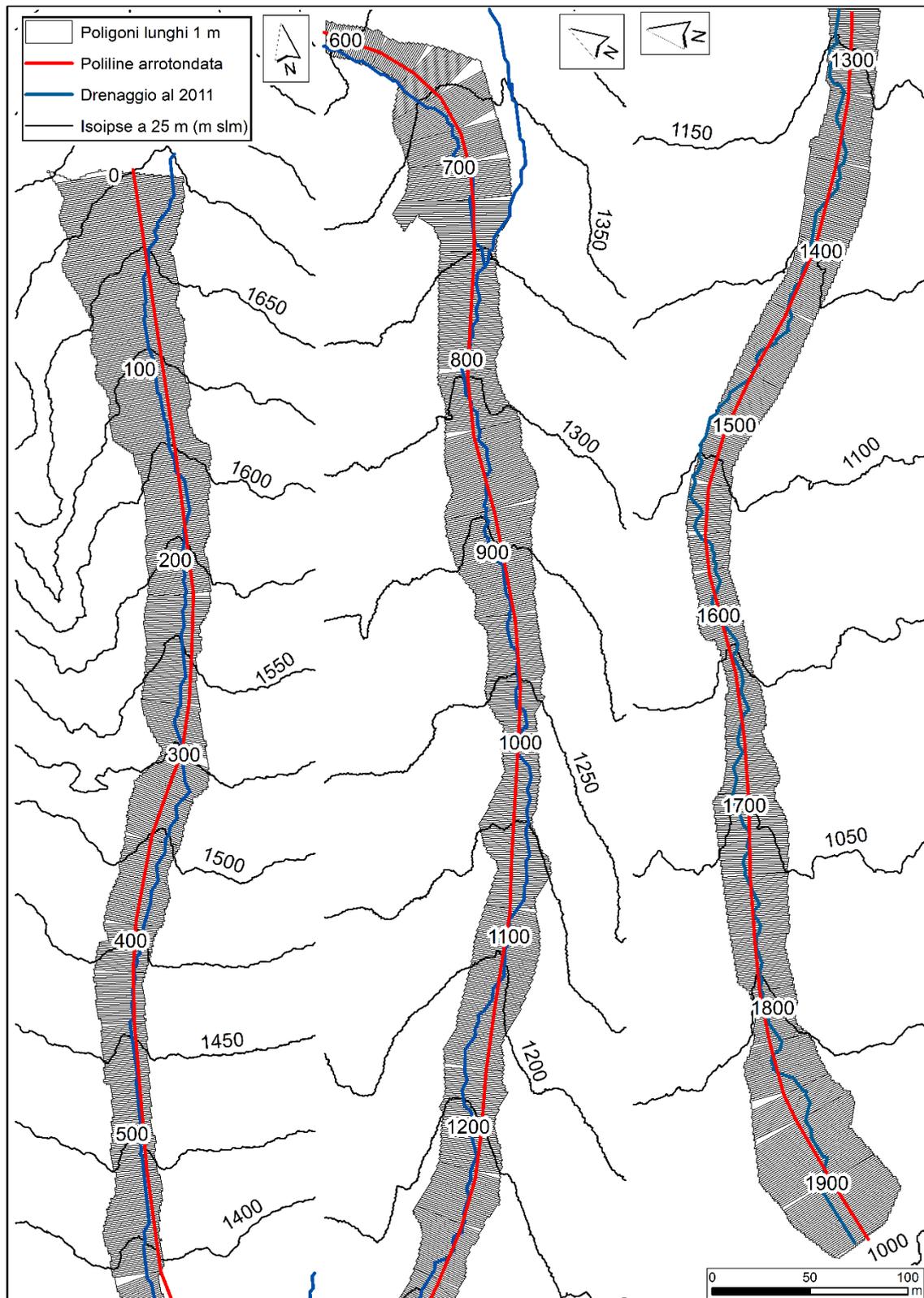


Figura 5.3.1: poligoni di suddivisione del canale di propagazione di Rio Ravina di Cancia di 1 m di lunghezza. La lunghezza corrisponde alla lunghezza dei tratti della polilinea arrotondata dalla retta di drenaggio del canale estratta dal DEM del 2011. La numerazione progressiva dei poligoni riportata in figura ogni 100 m dalla zona di innesco (1680 m s.l.m.) alla zona di contenimento inferiore (1000 m s.l.m.) è necessaria per l'ubicazione dei tassi di erosione netta, deposizione netta e di VCN nel canale in mappa dei volumi dalle figure successive nel paragrafo.

I tratti del canale (figura 5.3.1) non sono stati differenziati coi parametri geomorfologici, geotecnici e idrologici, di pendenza, larghezza e lunghezza, tipo di detrito del canale, altezza, pendenza, tipo di materiale e coefficiente di sicurezza delle sue sponde e area contribuente e portata di drenaggio (tabella 4.4.1) (Jakob et al, 2005) per la conservazione dell'automaticità del metodo. I poligoni di questi tratti sono senza sovrapposizioni e interstizi. Essi presentano: 1) perpendicolarità al drenaggio; 2) dipendenza della loro lunghezza minima dalla risoluzione spaziale dei DEM pre- e post- evento da cui è calcolato il corrispettivo volume netto (non ha senso creare poligoni lunghi 1 m su DEM con celle quadrate di lato 2 m); 3) estensione di pari lunghezza in entrambe le sponde idrografiche nei tratti rettilinei del canale e estensione maggiore all'estradosso e minore all'intradosso nei tratti curvilinei tanto da essere assente nei tratti con raggio di curvatura maggiore; 4) dipendenza dalla bravura dell'operatore nel disegnare la polilinea la quale deve soddisfare contemporaneamente le condizioni di perpendicolarità al drenaggio per la corretta suddivisione la variazione di volume netta e di arrotondamento per ridurre la differenza di estensione dei poligoni all'intradosso e all'estradosso dei tratti curvilinei.

Il tasso di erosione netta e il tasso di deposizione netta di entrambi gli eventi estratti dai poligoni di suddivisione del canale sono disposti lungo il profilo del canale (figura 5.3.2 e figura 5.3.3).

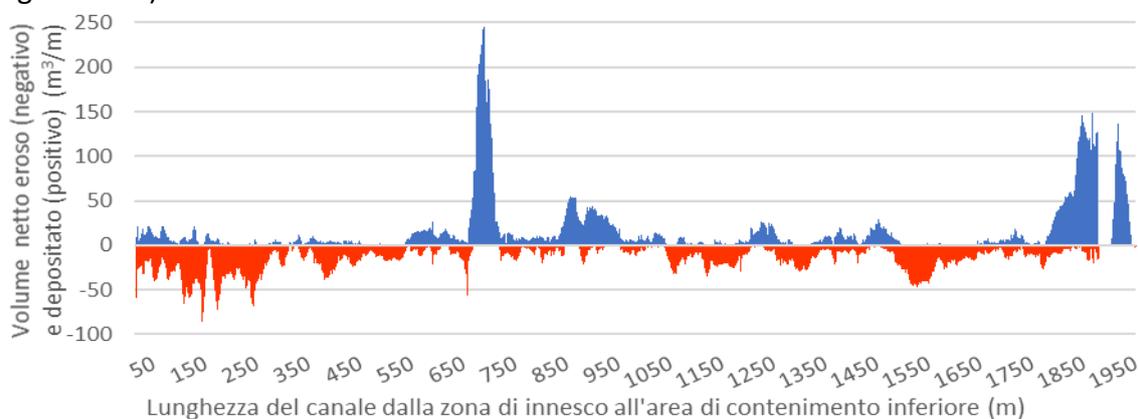


Figura 5.3.2: tasso di erosione netta e di deposizione netta dell'evento del 23/07/2015 lungo il canale di propagazione.

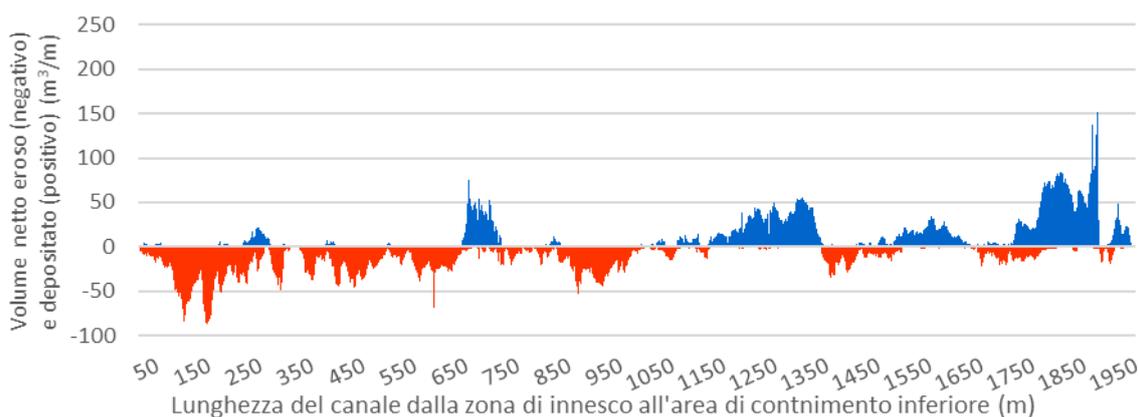


Figura 5.3.3: tasso di erosione netta e di deposizione netta dell'evento del 04/08/2015 lungo il canale di propagazione.

Detti profili risaltano: 1) l'ubiquitarietà dell'erosione netta lungo la totalità del canale di propagazione in entrambi gli eventi; 2) la presenza di deposizione netta in tratti divisi gli uni dagli altri come se rappresentassero il termine degli impulsi del flusso con volume estremamente ridotto nel tratto superiore da 1350 a 1680 m s.l.m. Al contrario la deposizione è abbondante nel tratto inferiore da 1000 a 1350 m s.l.m. con picchi di tasso superiori a $50 \text{ m}^3/\text{m}$ fino a $240 \text{ m}^3/\text{m}$ nelle aree di contenimento; 3) la presenza di erosione maggiore in tratti localizzati del canale superiore in picchi maggiori di $40 \text{ m}^3/\text{m}$ fino a $70 \text{ m}^3/\text{m}$; 4) la parchezza di tasso di erosione e deposizione ($< 10 \text{ m}^3/\text{m}$) in corrispondenza degli affioramenti rocciosi carbonatici del fondo canale senza segni di alterazione sviluppata alla quota di 1525 m s.l.m. ; 5) l'interruzione "anomala" dell'erosione netta e della deposizione netta dell'evento del 23/07/2015 alla sua presunta quota d'innesco a 1680 m (quota massima di estensione del suo raster di variazione di elevazione o di *DoD*). Ciò conferma l'ipotesi di innesco a quota maggiore dato da osservazioni morfologiche soggettive nel paragrafo 5.2 precedente; 6) la circoscrizione dell'erosione netta e della deposizione netta dell'evento del 04/08/2015 alla stessa quota di 1680 m che denota la totalità del rilievo dell'evento, 7) assenza di forme di erosione riconducibili a superfici di rottura progressiva e/o *en masse*.

Nel confronto dei volumi di erosione netta e di deposizione netta dei due eventi nelle figure 5.3.2 e 5.3.3 è bene ricordare che l'unica differenza morfologica rilevante è nell'area di contenimento superiore a 1350 m s.l.m. che prima dell'evento del 23/07/2015 è sgombra, mentre dopo, prima dell'evento del 04/08/2015 è colma dal detrito precedente. Tale condizione favorisce un drastico riempimento dell'area con un tasso fino a $240 \text{ m}^3/\text{m}$ nel primo evento. Al contrario, la deposizione nella detta area è estremamente minore nel secondo evento (con un tasso di soli $40 - 50 \text{ m}^3/\text{m}$) e una deposizione netta maggiore lungo il successivo tratto del canale. Nel tratto, al termine del primo evento, invece la deposizione netta è minore e l'erosione netta maggiore.

Il tasso di CVN nei tratti permette di osservare invece la prevalenza di deposizione netta e di erosione netta al termine di entrambi gli eventi figure 5.3.4 e 5.3.5.



Figura 5.3.4: tasso di VCN dell'evento del 23/07/2015 lungo il suo canale di propagazione. I volumi negativi rappresentano la predominanza di erosione netta e i volumi positivi rappresentano la predominanza di deposizione netta.



Figura 5.3.5: tasso di VCN dell'evento del 04/08/2015 lungo il suo canale di propagazione. I volumi negativi rappresentano la predominanza di erosione netta; i volumi positivi rappresentano la predominanza di deposizione netta.

Le figure suddette risaltano: 1) la prevalenza di erosione netta fino a $70 \text{ m}^3/\text{m}$ nel tratto superiore del canale da 1350 a 1675 m s.l.m. con esigua deposizione laterale $> 25 \text{ m}^3/\text{m}$; 2) la prevalenza di alternanza di erosione fino a $50 \text{ m}^3/\text{m}$ e deposizione nel canale inferiore da 1000 a 1350 m s.l.m. in tratti invertiti nei due eventi.

Il pattern di alternanza di prevalenza di erosione netta e di deposizione netta è diverso fra i due eventi: al termine dell'evento del 23/07/2015 il sedimento è maggiormente nelle aree di contenimento in volumi al metro superiori a $130 \text{ m}^3/\text{m}$, mentre alla fine dell'evento del 04/08/2015 il CVN è trattenuto meno nelle aree suddette con volume inferiore a $80 \text{ m}^3/\text{m}$ e maggiormente nei tratti del canale di propagazione. Tale differenza fornisce già una prima informazione sulla diversa dinamica erosivo- deposizionale dei due eventi del 2015.

La somma dei volumi netti di erosione dei volumi netti di deposizione di entrambi gli eventi esposti in questo paragrafo è pari a rispettivi volumi di erosione e deposizione del paragrafo precedente 5.2. Ciò valida il metodo automatizzato in *Model Builder* descritto in appendice A3.

5.4 Dinamiche erosive e deposizionali

Il differente tasso di CVN (cambiamento di volume netto) nei tratti del canale fra gli eventi di colata detritica del 2015 di Cancia ne riflette le diverse dinamiche erosive e deposizionali come osservato nel paragrafo 5.3 precedente. Difatti, il VCN esprime la mobilitazione dei volumi coinvolti al termine dei rispettivi eventi, risaltandone le differenze nei processi dinamici reali dei *debris flow* dei due eventi. Queste differenze sono sintetizzate al meglio nelle curve di cumulata di VCN degli eventi rispettivi pur analizzando gli eventi al loro termine e trascurandone la loro impulsività caratterizzante.

La cumulata volumetrica dell'evento del 23/07/2015 (figura 5.4.1) indica che il flusso aumenta la propria percentuale di frazione solida nel tratto superiore del canale (da 1680 a 1350 m s.l.m.) diminuendone quella fluida (prevalentemente acqua) a causa dell'incorporamento di sedimento (*entrainment*) per erosione, predominante in tale tratto. La frazione volumetrica fluida aumenta nuovamente nell'area di deposizione superiore a 1350 m s.l.m. poiché il flusso si diluisce riducendo la sua frazione volumetrica solida per deposizione ingente nell'area di 6500 m^3 . Successivamente il flusso si diluisce ulteriormente a 1300 m s.l.m. alla confluenza della rete di drenaggio del bacino di destra

con la rete di drenaggio del bacino del canale di propagazione fino a ulteriori 450 m di percorso nel canale per deposizione indotta dall'ingente frazione volumetrica fluida accumulata nel flusso e l'ampiezza del fondo canale di propagazione largo 20 -25 m fino alla quota di 1250 m s.l.m. Da tale quota la frazione volumetrica solida aumenta nuovamente diminuendo la larghezza del fondo del canale e aumentando localmente la sua pendenza. Infatti, tale variazione di parametri favorisce l'*entrainment* da erosione di fondo canale (Theule et al.2015) che provoca l'aumento di frazione volumetrica solida nell'ultima parte del tratto da 1250 a 1000 m s.l.m. Si osservano lievi diminuzioni di percentuale di frazione volumetrica solida e lievi aumenti di percentuale di frazione volumetrica fluida a causa della deposizione indotta dalle opere di contenimento minori lungo tale tratto. Al termine del canale, nell'area di deposizione inferiore a 1000 m s.l.m. la frazione volumetrica solida è contenuta dal rilevato perimetrale.

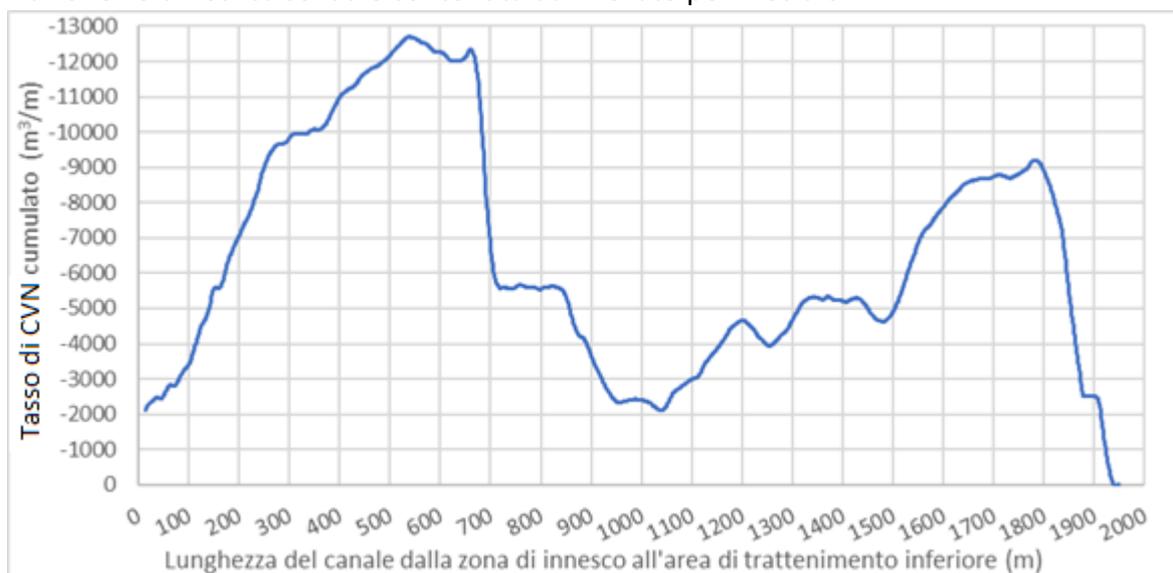


Figura 5.4.1: CVN cumulato ogni metro dell'evento del 23/07/2015 dalla zona di innesco alla zona di contenimento inferiore. L'aumento di CVN cumulato incorporato per *entrainment* è negativo mentre la sua diminuzione è positiva. Il CVN cumulato non inizia da zero nell'area di innesco (a 0 m della lunghezza del canale) poiché l'evento è innescato a quota maggiore.

La cumulata volumetrica del debris flow del 04/08/2015 (figura 5.4.2) indica che il flusso aumenta similmente la propria percentuale di frazione volumetrica solida per *entrainment* da erosione di fondo canale e minormente da sotto-escavazione delle sponde riducendone quella della frazione fluida nello stesso tratto superiore. La frazione volumetrica fluida aumenta nuovamente, ma significativamente meno rispetto all'evento del 23/07/2015 essendo la percentuale volumetrica di frazione solida ivi depositata di soli $2000 \pm 750 \text{ m}^3$ (incertezza relativa al movimento del detrito nelle aree di deposizione superiore e inferiore prima del rilievo del DEM post-evento del 06/08/2015). La percentuale volumetrica di frazione fluida diminuisce per soli 50 m lungo il canale, contro i 500 m nell'evento precedente. Tale variazione è causata dal riempimento di detrito dell'area di deposizione dall'evento precedente che non permette eccessiva deposizione all'evento corrente e ne causa il mantenimento del carico di sedimento, quindi della sua capacità erosiva. Tale capacità erosiva si riflette nell'acme della cumulata di CVN di $15500 \pm 750 \text{ m}^3$ nel tratto (contro i rispettivi 9000 m^3 dell'evento del 23/07/2015). Il flusso non giunge con la totalità del suddetto volume alla zona di contenimento inferiore a 1175 m s.l.m. Sotto tale quota la cumulata di CVN, a differenza del primo evento, si diluisce

progressivamente depositando gradualmente la sua percentuale di frazione solida e depositando meno detrito nell'area di deposizione a 1000 m s.l.m. Tale dinamica può essere ricondotta, tenendo a mente l'inversione del pattern di alternanza di erosione netta e deposizione netta, alle modifiche topografiche del fondo canale causate dal precedente evento. La variazione maggiore fra queste è il danneggiamento e la distruzione delle opere di mitigazione minori in tale tratto.

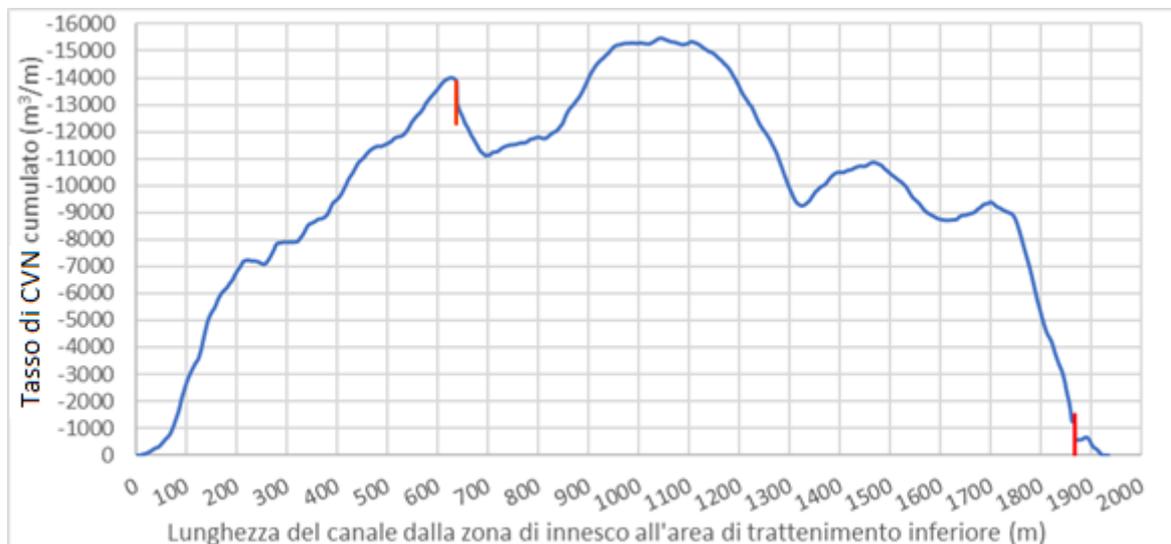


Figura 5.4.2 CVN cumulato ogni metro dell'evento del 04/08/2015 dalla zona di innesco alla zona di contenimento inferiore del canale. L'aumento di CVN cumulato incorporato per *entrainment* è negativo mentre la sua diminuzione è positiva. Le barre verticali, in corrispondenza dei tratti dell'area di deposizione superiore a 1350 m s.l.m. e inferiore a 1000 m s.l.m. in cui parte del detrito della colata di 1500 m³ è stato rimosso prima del rilievo post-evento, indicano l'incertezza della cumulata volumetrica di ± 750 m³.

Come discusso, la capienza dell'area di deposizione superiore a 1350 m s.l.m. e a 650 m di distanza della zona di innesco è determinate nella differenza delle cumulate di CVN dei due eventi che rispecchiano il loro rapporto fra frazione volumetrica solida. Le opere di mitigazione minori lungo il canale inferiore fra 1350 e 1000 m s.l.m sembrano sortire un effetto negativo. È bene ricordare che il ragionamento di interpretazione delle cumulate non considera il carattere impulsivo degli eventi e le condizioni meteorologiche e idrogeologiche. Le ultime, se differenti, variano il contenuto d'acqua del sedimento di fondo canale e quindi l'erosione (Inversion et al, 2011). Ciò rende la dipendenza della percentuale di frazione di volume solido non unicamente dipendente dalla capienza della suddetta area di deposizione. Gli altri parametri di dipendenza dell'erosione fra cui, pendenza e ampiezza di fondo canale (paragrafo 5.4) e volume del flusso (paragrafo 5.3) sono simili o nello stesso ordine di grandezza fra i due eventi. Le condizioni differenti del contenuto d'acqua del materiale potrebbero anche spiegare la diversa estensione dell'area impattata dai due eventi.

La presente analisi, discussione e confronto del cumulate di CVN dei due eventi evidenzia la necessità di mantenere sgombra l'area di deposizione a 1350 m s.l.m. Espone chiaramente come il flusso diluito sia in grado di erodere ed aumentare nuovamente di volume nonostante la deposizione di parte della sua frazione volumetrica solida nell'area suddetta. Il ruolo delle opere di mitigazione nel tratto inferiore del canale è da valutare meglio. Al fine di eliminare il rischio di un aumento della frazione volumetrica solida del flusso diluito da parte della sua deposizione nell'area a 1350 sgombra, è necessario dividere

la maggior quantità possibile di acqua che supera l'area suddetta e impedirle di percorrere il tratto del canale a quote inferiori.

5.5 Controllo morfologico delle dinamiche erosivo- deposizionali

Le analisi e le discussioni dei paragrafi precedenti del capitolo evidenziano la caratteristica erosiva dei flussi nel tratto superiore del canale (1680 -1350 m s.l.m.) e di alternanza di erosione e deposizione nel tratto inferiore del canale (1350 – 1000 m s.l.m.). Tali caratteristiche sono riconducibili alla differente pendenza dei tratti. La pendenza nel tratto superiore è di circa 25° e nel tratto inferiore di circa 16° nel canale di Cancia (Bacchi e Zanoni, 2004). L'apparente relazione fra pendenza del fondo canale e erosione ha indotto l'identificazione della stessa come il principale fattore morfologico delle dinamiche erosivo deposizionali nel sito. È stata indagata la relazione con il CVN (cambiamento di volume netto) e CVN eroso per gli eventi di *debris flow* del 2015 nel bacino. La pendenza del canale è indagata in tratti lunghi 5 m che ne suddividono il suo solo fondo riconosciuto dal raster di *slope* estratto dal relativo DEM (modello digitale del terreno) pre- evento (figura 5.5.1).

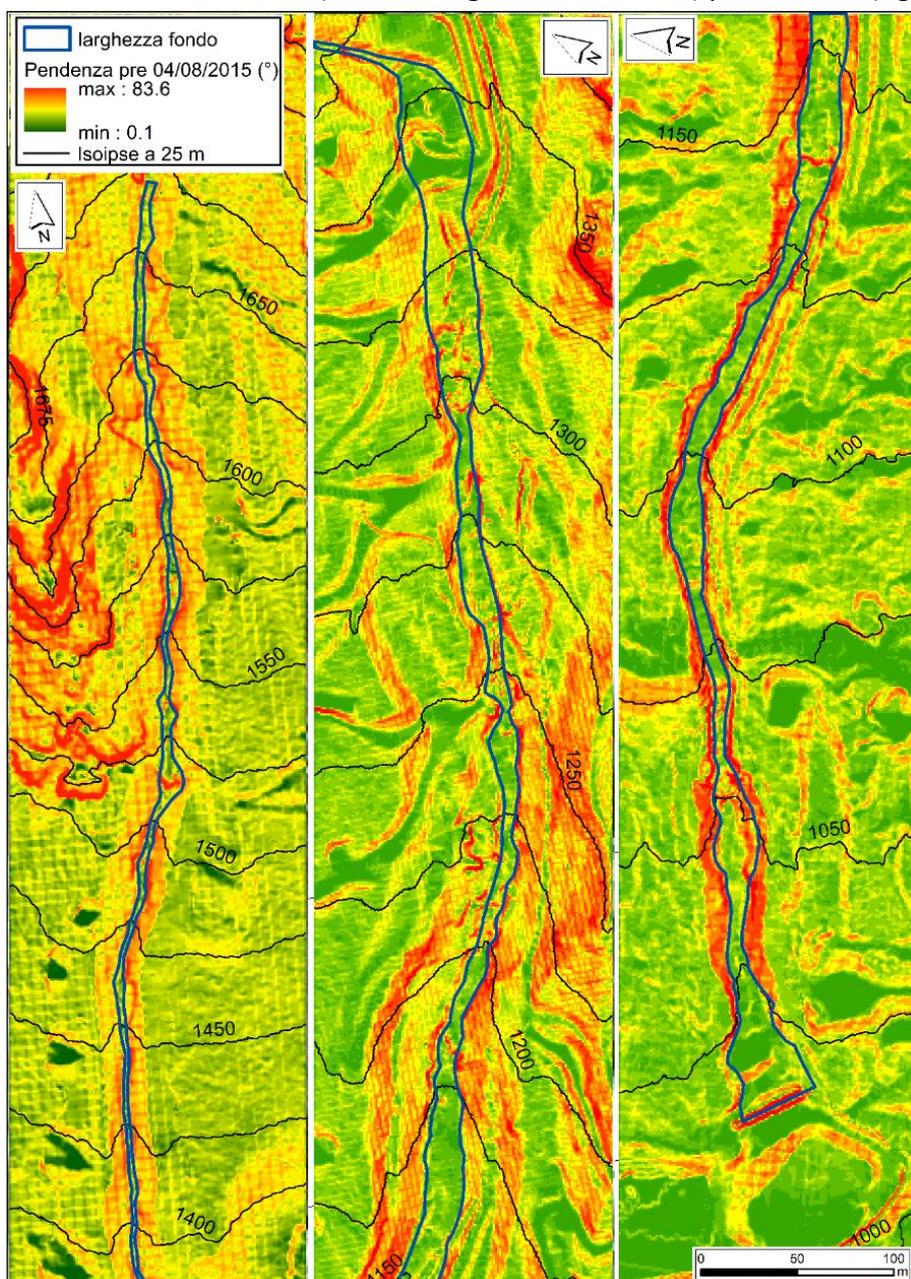


Figura 5.5.1: delimitazione del fondo canale in base alle rotture di pendenza del raster di pendenza estratto dal DEM antecedente l'evento di colata del 04/08/2015.

I tratti sono identificati da poligoni di suddivisione di lunghezza 5 m sono creati a partire dal tool Arc-GIS 10.2 "Buffer" con l'opzione FLAT eliminandone le sovrapposizioni e gli spazi vuoti fra loro. L'input del suddetto tool è la polilinea arrotondata dalla rete idrografica principale del canale in figura 5.3.1 da cui sono estratti i CNV dei paragrafi precedenti 5.3 e 5.4. (conf. Appendice A4). Da ognuno dei poligoni è estratta la quota media del tratto che sottratta alla quota media del rispettivo tratto a monte e rapportata alla distanza fra i centroidi dei tratti fornisce analiticamente la pendenza del fondo canale (formula 4.5.4) (figura 5.5.2)

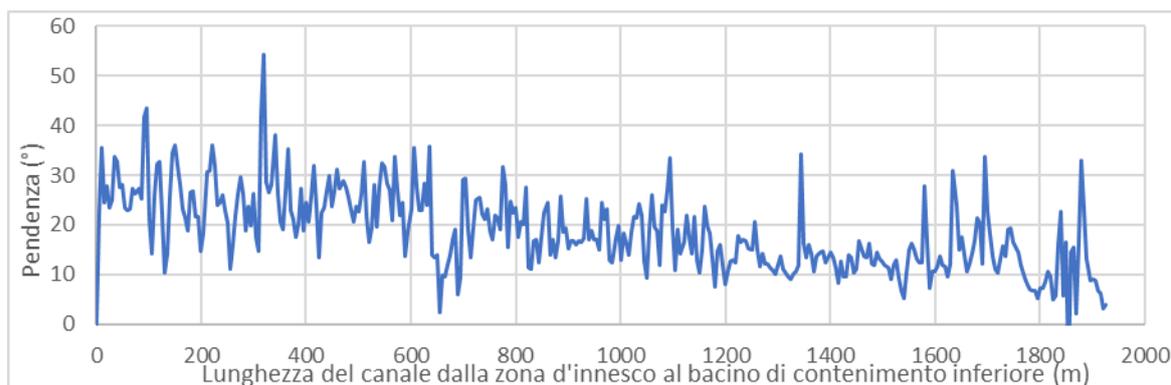


Figura 5.5.2: pendenza di fondo canale calcolata dall'elevazione media dei tratti ristretti nel solo fondo canale dal DEM del 04/08/2015.

La pendenza così calcolata prima di ogni evento è estremamente variabile a causa: 1) dell'eterogeneità della distribuzione granulometrica del detrito di fondo canale; 2) dei lobi della colata depositati nel canale dagli ultimi impulsi degli eventi precedenti; 3) degli affioramenti rocciosi e delle opere di contenimento minori nel canale che producono pendenze sub verticali. La pendenza del fondo canale calcolata dal DEM pre- 04/08/2015 è più variabile rispetto a quella dal DEM pre- 23/07/2015 perché il pattern deposizione del primo evento influenza sensibilmente il DEM dell'ultimo evento.

Dal momento che la pendenza di fondo canale calcolata da entrambi i DEM pre- evento in tratti di 5 m è sensibilmente variabile, essa è stata smussata con una media mobile con le pendenze calcolate coi tratti a monte (formula 4.5.5) fino a una distanza lungo il fondo canale di circa 1/4 - 1/5 della larghezza del fondo canale, limite di influenza della pendenza a monte (Joshua et al. 2015). Essendo la larghezza media del canale 4.0 m per entrambi gli eventi la pendenza da media mobile considera elevazioni medie distanti 10, 15 e 20 m a monte (quindi 2, 3, 4 tratti da 5 m) (figura 5.5.2).

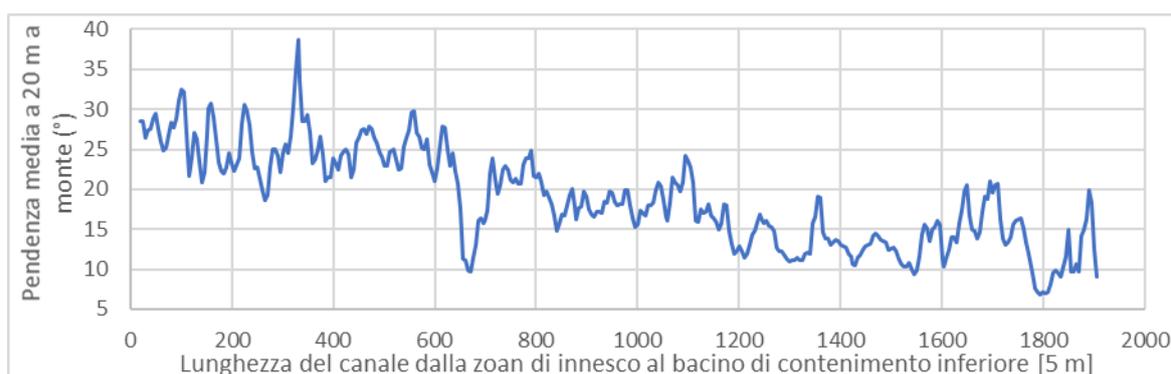


Figura 5.4.2: pendenza da media mobile di fondo canale calcolata dall'elevazione media dei tratti considerati fino a 20 m a monte e ristretti nel solo fondo canale dal DEM del 04/08/2015.

Per mantenere una relazione biettiva fra pendenza e VCN, quest'ultimo è stato calcolato dai tratti di lunghezza di 5 m come descritto nelle appendici A4 e A3.

Dal momento che sia la pendenza non mediata (calcolata in tratti di 5 m) e mediata (calcolata in tratti di 10, 15 e 20 m a monte) presentano distribuzione di frequenza bimodale, le cui mode corrispondono al tratto inferiore fra 1000 - 1350 m s.l.m. e superiore 1350 - 1680 m s.l.m. (figura 5.4.3) la relazione pendenza – VCN e VCN eroso è stata indagata anche per i singoli tratti.

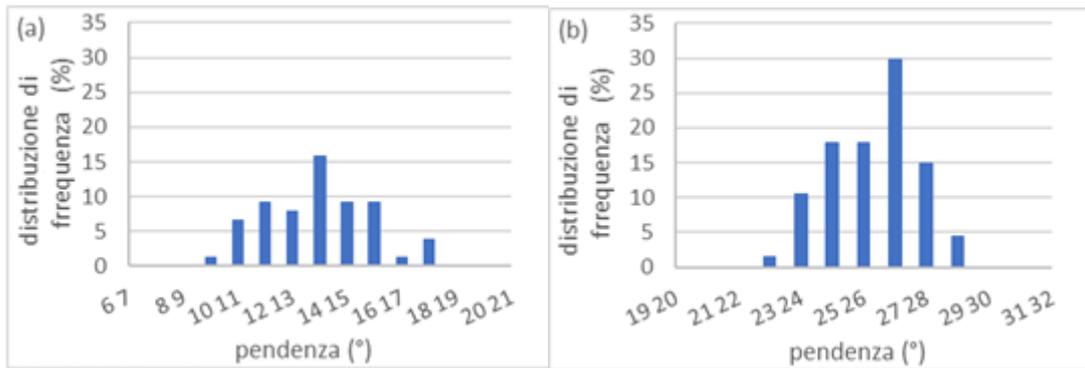


Figure 5.4.3: esempio di distribuzione di frequenza percentuale di pendenza bimodale da media mobile comprendente 20 m a monte del tratto inferiore (a) e superiore (b) del canale di propagazione di Rio Ravina di Cancia prima dell'evento del 23/07/2015.

La bimodalità della pendenza media comprendente 20 m a monte è di $12.34 \pm 1.82^\circ$ nel tratto inferiore e 24.92 ± 1.49 nel tratto superiore per il primo evento. La tessa pendenza è di $11.73 \pm 2.77^\circ$ nel tratto inferiore e di $24.35 \pm 3.92^\circ$ nel tratto superiore per il secondo evento.

Per eliminare l'eccessiva deposizione netta nelle aree di deposizione principali a 1000 m s.l.m. e a 1350 m s.l.m. la relazione non considera la pendenza e il VCN in tali tratti il cui tasso giunge anche a giunge a $240 \text{ m}^3/\text{m}$. Per eliminare le pendenze eccessive, sono stati eliminati i tratti con affioramenti in roccia e con le opere di mitigazione nel tratto inferiore poiché influenzano eccessivamente la relazione (tabelle 5.5.1 e 5.5.2). La relazione estratta dal DEM pre- evento del 04/08/2015 è più completa siccome l'evento precedente ha colmato l'area di deposizione a 1350 m s.l.m. e ha distrutto parte delle opere di mitigazioni minori a quota inferiore dell'area suddetta, regolarizzando il profilo longitudinale del canale. Ciò permette di escludere meno tratti nella relazione per il secondo evento.

metri a monte	Canale		tratto superiore		tratto inferiore	
	Regressione	indice R ²	regressione	indice R ²	regressione	indice R ²
5	$0.81x + 0.90$	0.0015	$-4.30x + 72.79$	0.203	$5.29x - 148.63$	0.0559
10	$-2.03x + 29.88$	0.0268	$-1.07 - 2.91$	0.00189	$2.42x - 71.432$	0.0983
15	$-2.05x + 90.21$	0.0309	$-1.71x + 25.84$	0.2498	$0.26x - 32.218$	0.009
20	$-3.52x + 43.04$	0.1061	$0.97 - 17.09$	0.0388	$-1.17x + 0.069$	0.147

Tabella 5.4.1: relazione VCN in tratti di 5 m(y) del 23/07/2015 – pendenza(x) estratta da DEM pre- evento 23/07/2015 calcolata da elevazione media (5 metri) e da media mobile (entro 10, 15, 20 m a monte) senza considerare le aree di deposizione a 1000 m s.l.m. e 1350 m s.l.m. e affioramenti rocciosi e opere di mitigazione minori. La medesima relazione è calcolata anche per i soli tratti superiori e inferiori.

metri a monte	canale		tratto superiore		tratto inferiore	
	Regressione	indice R ²	regressione	indice R ²	regressione	indice R ²
5	-8.47x+136.69	0.9280	0..90x -12.53	0.159	-0.51x +4.61	0.025
10	-3.71x+53.97	0.1814	-0.74x -11.59	0.1409	-0.05x +2.249.1	0.0003
15	-2.91x -45.36	0.3301	-0.76x -8.31	0.2133	-0.131x+3.77	0.0021
20	-0.28x +45.46	0.2708	-0.85+1.23	0.2076	-0.38+7.65	0.0157

Tabella 5.4.2: relazione VCN in tratti di 5 m (y) del 04/08/2015 – pendenza(x) estratta da DEM pre- evento 04/08/2015 calcolata da elevazione media (5 metri) e da media mobile (entro 10, 15, 20 m a monte) senza considerare le aree di deposizione a 1000 m s.l.m. e 1350 m s.l.m. e affioramenti rocciosi e opere di mitigazione minori. La medesima relazione è calcolata anche per i soli tratti superiori e inferiori.

In tutte le suddette relazioni del tratto superiore i VCN estratti dai tratti a 5 m sono sempre inferiori a 20 m³/m e la relativa pendenza (a 5, 10, 15, 20 m) è maggiore di 18°. Nel tratto inferiore la stessa pendenza è inferiore a 22° con VCN fra – 45 a 55 m³/m in relazione alla loro ubicazione nell’alternanza di erosione e di deposizione del tratto.

La relazione necessita della considerazione di entrambi i tratti per l’ottenimento di indici R² maggiori che riflettono una dipendenza più affidabile del VCN dalla pendenza. La relazione è migliore considerando la pendenza da media mobile entro 20 m dal canale, ovvero quello entro la distanza a monte proposta da Joshua et al. (2015). La relazione indica una proporzionalità inversa fra pendenza a monte di fondo canale prima dell’evento e VCN. Tale VCN è concretizzato in sola erosione netta per pendenze maggiori di 20° e diminuzione di erosione netta e aumento di deposizione netta con per pendenze decrescenti (figura 5.5.4). La relazione del primo evento ha maggiori tratti esclusi poiché il DEM pre- evento ha maggiori opere di mitigazione intatte lungo il tratto di da 1350 a 1000 m s.l.m. che invece sono danneggiate e distrutte nel DEM del secondo evento e quindi considerate poiché non influenti nella relazione.

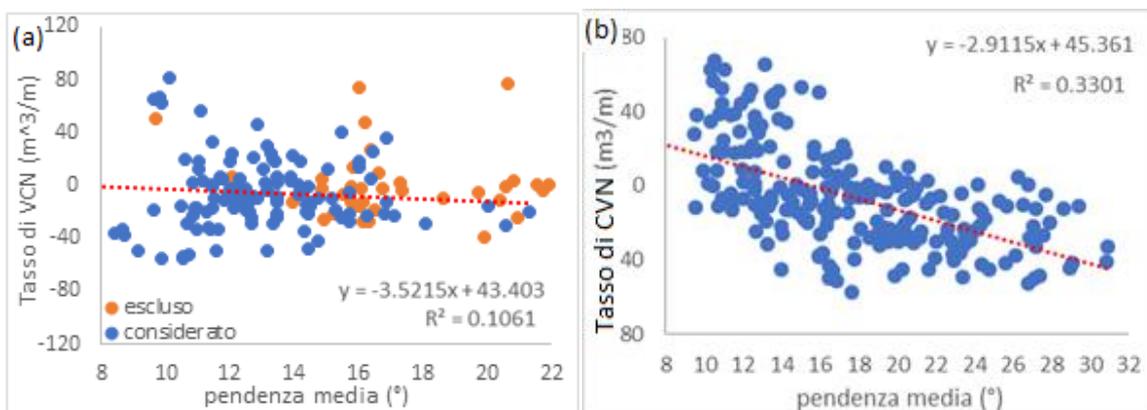


Figure 5.5.4: relazione VCN in tratti di 5 m – pendenza da media mobile a 20 m a monte da DEM pre- evento con indice R² migliore del 23/07/2015 (a) e del 04/08/2015 (b). Le relazioni non considerano i tratti influenzati dalle opere di mitigazione escluse nel primo evento e considerate nel secondo evento (escluso).

Premesso che il tratto superiore è caratterizzato da erosione netta e il tratto inferiore da deposizione netta e premesse le loro pendenze sopracitate, la pendenza del fondo canale prima dell’evento appare estremamente influente nella dinamica erosiva e deposizionale degli eventi di *debris flow* al loro termine. La dinamica erosivo- deposizionale dei flussi analizzata e relazionata alla pendenza non può essere discriminata nelle singole componenti di erosione e di deposizione come dimostrato dagli indici R² dell’analisi dei singoli tratti.

Il tratto inferiore è potenzialmente analizzabile singolarmente poiché ivi sono rilevate sia deposizione netta sia erosione netta presenta indici R^2 minori rispetto alla totalità del canale. Ciò supporta ulteriormente l'ipotesi dell'unità delle dinamiche erosivo-deposizionali da considerare lungo l'intero canale.

Le relazioni migliori date da pendenza con media mobile entro 20 m a monte dimostrano l'influenza della pendenza nelle dinamiche erosivo-deposizionali. È verosimile pensare che pendenze a monte maggiori provochino velocità maggiori del flusso a valle con conseguenti sforzi di taglio maggiori alla sua base che causano erosione di fondo canale maggiore. Al contrario pendenze a monte minori rallentino la velocità del flusso a valle con conseguenti sforzi di taglio minori e quindi deposizione.

È bene ricordare che il presente ragionamento sulla media mobile del canale prima di ogni evento può essere ricondotto tuttavia a una mera "lisciatura" analitica della pendenza estremamente variabile per 1) l'eterogeneità granulometrica e irregolarità topografica del detrito, 2) il pattern morfologico degli impulsi depositati, 2) inappropriately del suo metodo di calcolo, il quale tuttavia non è uniformato in letteratura.

La medesima relazione è più affidabile (indice R^2 maggiore) per l'evento del 04/08/2015 poiché il volume netto depositato è più equamente distribuito lungo il canale di propagazione a differenza dell'evento del 23/07/2015. Difatti nel primo evento il VCN è maggiormente concentrato nelle due aree di contenimento.

Inoltre, la pendenza dell'ultimo evento nell'area di deposizione a 1350 m s.l.m. è più simile (16°) a quella del resto del canale a differenza del primo evento in cui è prossima a zero essendo l'area sgombra di detrito.

In ultima considerazione, il profilo longitudinale del canale prima del secondo evento è più uniforme nel tratto inferiore del canale essendo i gabbioni di rete metallica colmati di detrito distrutti dall'impeto del primo evento.

Riprendendo il ragionamento sulla considerazione unitaria del canale connessa alle dinamiche erosivo-deposizioni dipendenti dalla pendenza a monte di fondo canale, si conclude che le dinamiche si concretizzano in maniera più efficace in contesi più naturali (con rischio connesso maggiore).

Il confronto delle relazioni fra i due eventi prova quindi l'efficacia delle opere di mitigazione intatte prima del primo evento, sebbene analisi più classiche siano necessarie.

Come detto, la considerazione della sola erosione netta, impedisce la considerazione della totalità delle dinamiche erosive deposizionali al termine degli eventi. Esse sono strettamente connesse in tutto il canale se relazionate alla pendenza a monte. La controprova è fornita dall'analisi della relazione CVN di sola erosione netta con la pendenza a 5 m e da media mobile a 10, 15 e 20 m. Essa mostra indici R^2 minori (tabelle 5.5.3 e 5.5.4).

metri a monte	canale		tratto superiore		tratto inferiore	
	Regressione	indice R^2	regressione	indice R^2	regressione	indice R^2
5	$3.84x - 128.63$	0.0013	$-4.29x + 72.77$	0.203	$5.29x - 148.63$	0.0559
10	$0.17x - 38.43$	0.0012	$-1.69x - 2.90$	0.0189	$2.42x - 71.43$	0.0982
15	$0.96x - 37.96$	0.0269	$-1.72x + 25.85$	0.2498	$0.26x - 32.22$	0.009
20	$0.22x - 23.74$	0.002	$0.97x - 17.09$	0.0388	$-1.12x + 0.69$	0.147

Tabella 5.5.3: relazione VCN di erosione in tratti di 5 m (y) del 23/07/2015 – pendenza(x) estratta da DEM pre- evento 23/07/2015 calcolata da elevazione media (5 metri) e da media mobile (entro 10, 15, 20 m a

monte) senza considerare le aree di deposizione a 1000 m s.l.m. e 1350 m s.l.m. e affioramenti rocciosi e opere di mitigazione minori. La medesima relazione è calcolata anche per i soli tratti superiori e inferiori.

metri a monte	canale		tratto superiore		tratto inferiore	
	Regressione	indice R ²	regressione	indice R ²	regressione	indice R ²
5	2.88x -79.11	0.1385	-0.48x -16.86	0.046	-0.31x -9.22	0.0328
10	-0.03x -18.49	0.0001	-0.33x -16.98	0.0292	-0.09x -10.16	0.0034
15	-0.74x -3.63	0.061	-0.34x -15.38	0.0435	-0.53x -5.58	0.1108
20	-0.95x -2.23	0.068	-0.46x -10.73	0.0627	-0.61x -23.61	0.1546

Tabella 5.5.4: relazione VCN di erosione in tratti di 5 m (y) del 04/08/2015 – pendenza(x) estratta da DEM pre- evento 04/08/2015 calcolata da elevazione media (5 metri) e da media mobile (entro 10, 15, 20 m a monte) senza considerare le aree di deposizione a 1000 m s.l.m. e 1350 m s.l.m. e affioramenti rocciosi e opere di mitigazione minori. La medesima relazione è calcolata anche per i soli tratti superiori e inferiori.

L'assenza di considerazione della totale dinamica erosivo-deposizionale si esprime soprattutto nella relazione col solo VCM eroso del primo evento in cui la proporzionalità inversa attesa diventa attesa: ciò significherebbe che il flusso al suo termine tende a depositare a pendenze maggiori e ad erodere a pendenze minori! La relazione per il secondo evento invece mantiene la proporzionalità attesa seppur con affidabilità minore a conferma dell'unitarietà e intrinseca genesi delle dinamiche erosive e deposizionali (figura 5.5.5).

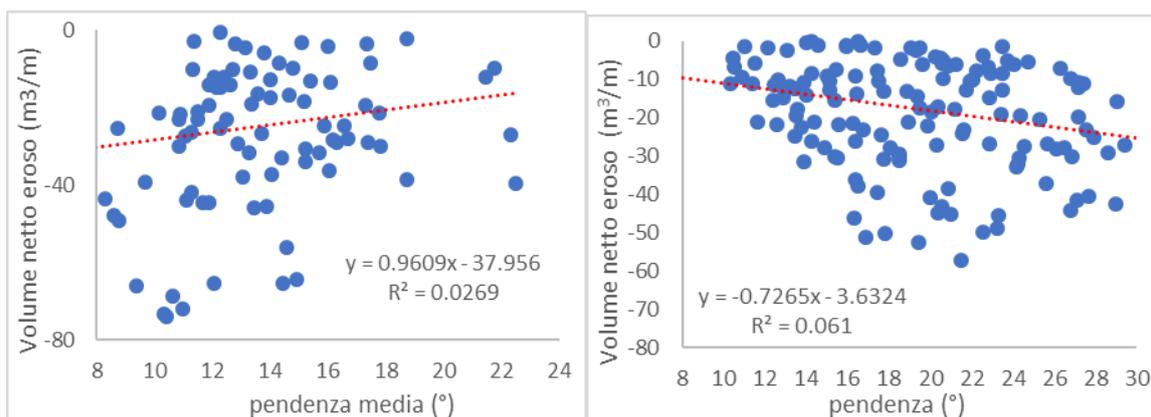


Figure 5.5.5 relazione VCN di sola erosione in tratti di 5 m – pendenza da media mobile a 20 m a monte con indice R² migliore. Le relazioni, non considerano le aree di deposizione a 1000 m s.l.m. e a 1350 m s.l.m. e sono estratte dal DEM pre- evento del 23/07/2015 (a) e dal DEM pre- evento del 04/08/2015 (b).

L'analisi della relazione del cambiamento di volume netto (CVN) col parametro morfologico più influente, la pendenza di fondo canale estesa a monte fino alla distanza di 1/4 – 1/5 della sua larghezza, indica la loro dipendenza secondo una proporzionalità inversa.

Il CVN è calcolato in tratti del canale di 5 m e la pendenza è calcolata dall'elevazione media del tratto medesimo, sottratta all'elevazione del tratto a monte e quindi rapportata alla distanza dei centroidi dei tratti per calcolarne infine l'arcotangente. La pendenza (estratta dal DEM pre- evento) è poi mediata coi tratti a monte.

La sola erosione netta al termine dell'evento si registra da pendenze maggiori di 18 -20°, in accordo alle pendenze delle aree di innesco dei fenomeni. Pendenze inferiori registrano sia erosione, sia deposizione: al diminuire della pendenza di fondo canale la prevalenza di erosione è sostituita da prevalenza di deposizione in accordo con quanto osservato nei canali di propagazione e nelle zone di deposizione (Schruch et al., 2011, Brien et al., 2008) Le regressioni lineari standard migliori considerano tutto il CVN (comprendente sia l'erosione netta, sia la deposizione netta al termine degli eventi) e considerano l'interrezza

del canale di propagazione dimostrando la simultaneità e l'intrinseca genesi delle dinamiche erosivo- deposizionali nel canale. Le stesse dinamiche sono fortemente dipendenti dalla pendenza a monte, la quale influenza la velocità, la componente in taglio dello sforzo e l'erosione stessa del flusso come confermato dalle regressioni migliori ottenute con la pendenza del DEM pre- evento mediata entro 20 m a monte nel canale, come proposto da Joshua et al. (2015)

La complessità delle dinamiche erosivo-deposizionali dei *debris flow* se letta tramite la pendenza di fondo canale pre- evento deve essere considerata in tutto il suo insieme poiché la fisica reale di suddetti fenomeni non è compresa totalmente essendo trifase (acqua, sedimento, e in minor parte aria) (Iverson, 1997). Per la definizione di correlazioni empiriche ristrette all'erosione è necessario capire meglio la fisica dell'erosione e della deposizione.

Difatti dall'analisi morfometrica del presente paragrafo e dei paragrafi precedenti (5.4, 5.3 e minormente 5.2) emerge lo stretto legame tra erosione netta e deposizione netta, che pur rilevate con metodi empirici, riflettono la fisica strettamente connessa delle due dinamiche.

6. Discussione e sintesi delle simulazioni

Il capitolo sintetizza e discute i risultati di RAMMs - DF (Frank et al., 2015) e DAN3D (McDougall, 2006) degli eventi del 2015 a Rio Ravina di Cancia. Essi sono metodi numerici dinamici basati sulle equazioni di flusso di *De Saint Venant* in due dimensioni con la terza direzione verticale calcolata con l'assunzione delle acque basse (*shallow water assumption*) (McDougall, 2016). Il flusso è assunto come un fluido monofase descritto dalla scelta di una reologia non descrivente la fisica dei fenomeni di debris flow. La riproduzione del fenomeno avviene tramite parametri della reologia scelta e del modello. Questi sono definiti empiricamente e statisticamente per calibrazione di parte dei risultati dell'analisi morfometrica dei DEM disponibili (capitolo 5).

Le simulazioni sono condotte con RAMMs – DF e DAN3D inizialmente senza erosione secondo l'approccio "classico" sviluppato inizialmente per la totalità dei modelli dinamici. Successivamente le simulazioni di detti modelli sono condotte calcolando i fenomeni erosivi alla base del flusso secondo il nuovo approccio a cui tende recentemente la suddetta tipologia di modelli. Il capitolo è da leggere con spirito critico essendo il complesso contesto geomorfologico e idrologico del caso di studio (conf. paragrafi 3.3 e 3.4), diverso da quelli in cui RAMMs – DF e DAN3D sono stati validati.

Il capitolo è sintetizzato e discusso separatamente per metodo dinamico nei relativi sottoparagrafi dei loro dati di input (paragrafo 6.1), dell'analisi di sensitività ai loro parametri reologici e volume di input (paragrafo 6.2). L'ultimo paragrafo riguarda la loro calibrazione ottenuta coi parametri di calibrazione comprendenti il *pattern* di *runout* osservato, velocità massima ragionevolmente raggiungibile nel conteso dolomitico; e volume calcolato dalla variazione di volume netto osservato (paragrafo 6.3). Al termine di ogni paragrafo è discusso il loro confronto comprendente similitudini, vantaggi e svantaggi.

6.1 Dati di input

I dati di input delle simulazioni con RAMMs – DF e DAN3D degli eventi del 2015 a Rio Ravina di Cancia sono elencati e discussi nei rispettivi sottoparagrafi 6.1.1 e 6.1.2. Il loro confronto nel sottoparagrafo 6.1.3. discute le assunzioni che discostano le simulazioni dagli eventi osservati come anche la facilità di definizione dei dati di input dei modelli.

6.1.1 RAMMs – DF

Le informazioni di input e i parametri propri di RAMMs -DF (Rapid Mass MovementS – Debris Flow) per le simulazioni senza erosione (Bartlet et al., 2013) degli eventi del 2015 sono riassunti in tabella 6.1.1.1. La procedura per la loro definizione è nel paragrafo 4.6 e nell'appendice A5.

Input delle simulazioni		Parametri di RAMMs - DF	
1) DEM	figura 6.1.1.1	7) risoluzione numerica	2° ordine
2) volume d'innescio	area di rilascio	8) altezza di soglia	10 ⁻⁶ m
	idrogramma	9) Tempo di simulazione	4000 s
3) dominio di simulazione	figura 6.1.1.1	10) criterio di arresto	5 %
4) parametri reologici	Voellmy- Salm	11) coefficiente λ	1
5) parametri di erosione	No	12) attivazione curvatura	Sì
6) densità di flusso	2450 kg /m ³	13) Ostacoli inseriti	No

Tabella 6.1.1.1: dati di input e parametri di RAMMS -DF delle simulazioni 2015 di Cancia in cui: 1 - 3) DEM e dominio di simulazione: DEM pre -evento ristretto il dominio di simulazione consistente del rispettivo DTM pre- evento unito al DEM del 2011 (figura 6.1.1.1); 2) volume di innesco: simulato con rilascio (approccio: area d’innesco) istantaneo al tempo t_0 da poligoni definiti dalla cumulata volumetrica (tabella 6.1.1.2) o progressivamente (approccio: idrogramma) dal tempo da t_0 fino a un certo tempo da una sezione trasversale al canale di propagazione (tabella 6.1.1.3); 4) parametri reologici Voellmy – Salm: unica combinazione di μ , coefficiente di frizione basale () e per ξ , coefficiente di frizione turbolenta (m/s^2). L’estensione delle combinazioni è in figura 6.1.1.1; 5) parametri di erosione: non attivati; 7) risoluzione numerica: del 2° ordine; 8) altezze di soglia: altezza oltre cui il flusso è considerato nella risoluzione numerica; 9 – 10) tempo e criterio di arresto: l’arresto delle simulazioni avviene al tempo di termine in cui è raggiunto il criterio di arresto definito dalla % della somma dei momenti massimi al tempo di arresto (formula 4.6.10) o al tempo massimo di simulazione se il criterio di arresto del 5% non fosse raggiunto 11) coefficiente λ : se pari a 1 considera gli sforzi interni al fluido isotropi; 12) attivazione curvatura: considerazione degli effetti di curvatura del DEM.

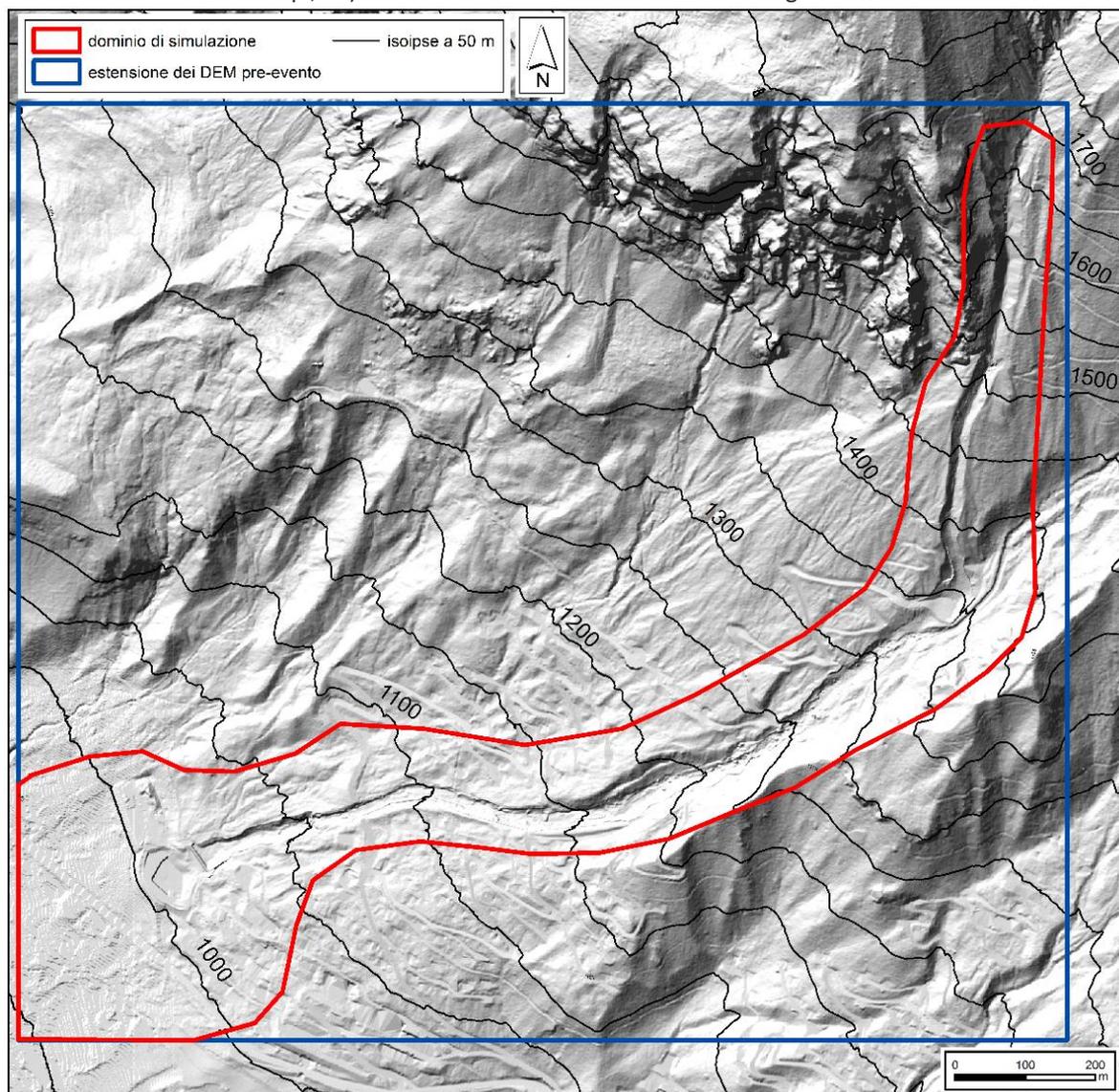


Figura 6.1.1.1: estensione dei DEM pre- evento di input e dominio di modellazione delle simulazioni con RAMMS – DF con e senza erosione. L’estensione del dominio di simulazione coincide con quella dei parametri reologici Voellmy – Salm e di erosione. Lo hillshade è estratto dal DEM pre- evento del 23/07/2015.

Simulazione d’innesco	Volumi del 23/07/2015	Volumi del 04/08/2015
Area di rilascio (<i>block release</i>)	5572.89 m ³	7221.69 m ³
(figure 6.1.2, 6.1.3, 6.1.4)	9962.34 m ³	11431.68 m ³
Idrogramma (tabella 6.1.3)	12266.26 m ³	13917.40 m ³
	9962.34 m ³	13917.40 m ³

Tabella 6.1.1.2: volumi d'innesco simulati in RAMMs -DF senza erosione con: 1) area di rilascio istantanea al tempo di simulazione t_0 (*block release*) sottratta al relativo DEM pre- evento con densità assunta a 2000 kg/m³; 2) idrogramma delle simulazioni senza erosione degli eventi del 2015 a Cancia. I volumi del metodo *block release* sono definiti entro poligoni di 20 m nel canale, I poligoni sono definiti dalla cumulata di variazione di volumet netto dell'evento entro tratti di 20 m dalla zona di innesco a 1680 m s.l.m. fino a quelli in cui la cumulata volumetrica relativa aumenta in maniera costante o decresce in prossimità dell'area di contenimento superiore a 1350 m s.l.m. (figura 6.1.1.2). I poligoni hanno estensione laterale trasversale alla direzione di flusso nel canale pari all'estensione della variazione di volume netto del relativo evento (figura 6.1.1.3 e 6.1.1.4). Il volume d'innesco simulato con l'idrogramma (tabella 6.1.3) è quello delle calibrazioni con volume block release con minore fuoriuscita di materiale nel canale di propagazione.

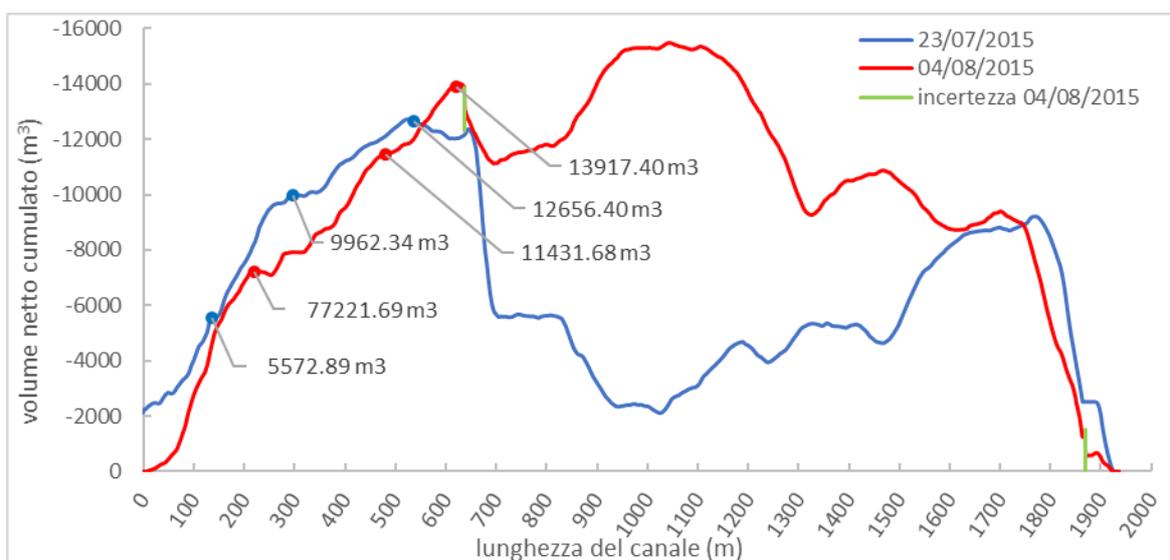


Figura 6.1.1.2: definizione del volume d'innesco per le simulazioni di RAMMs – DF senza erosione con l'approccio *block release* degli eventi del 2015 dalle cumulate di variazione di volume netto rispettive nei tratti lungo la lunghezza del canale. È indagata la cumulata prima dell'intervallo di incertezza di ± 750 m³ fra le zone di deposizione a 650 m e 19000 m dalla zona di innesco.

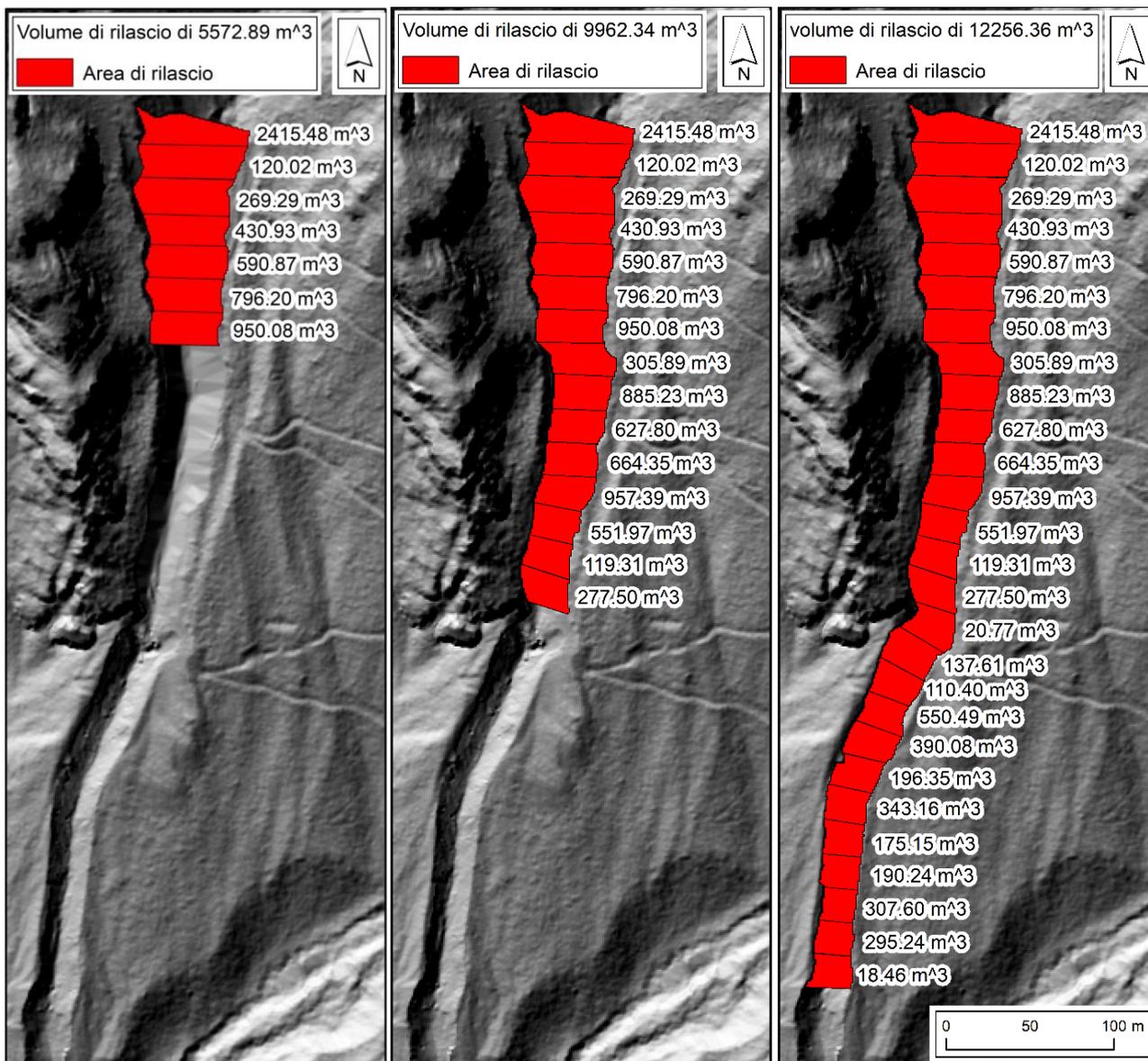


Figura: 6.1.1.3: volumi d'innesco simulati in RAMMs – DF e relativa estensione areale dei poligoni di block release definiti da tratti dalla zona di innesco ai tratti di diminuzione dell'aumento o d'interruzione della variazione di volume netto cumulato per le simulazioni del 23/07/2015.

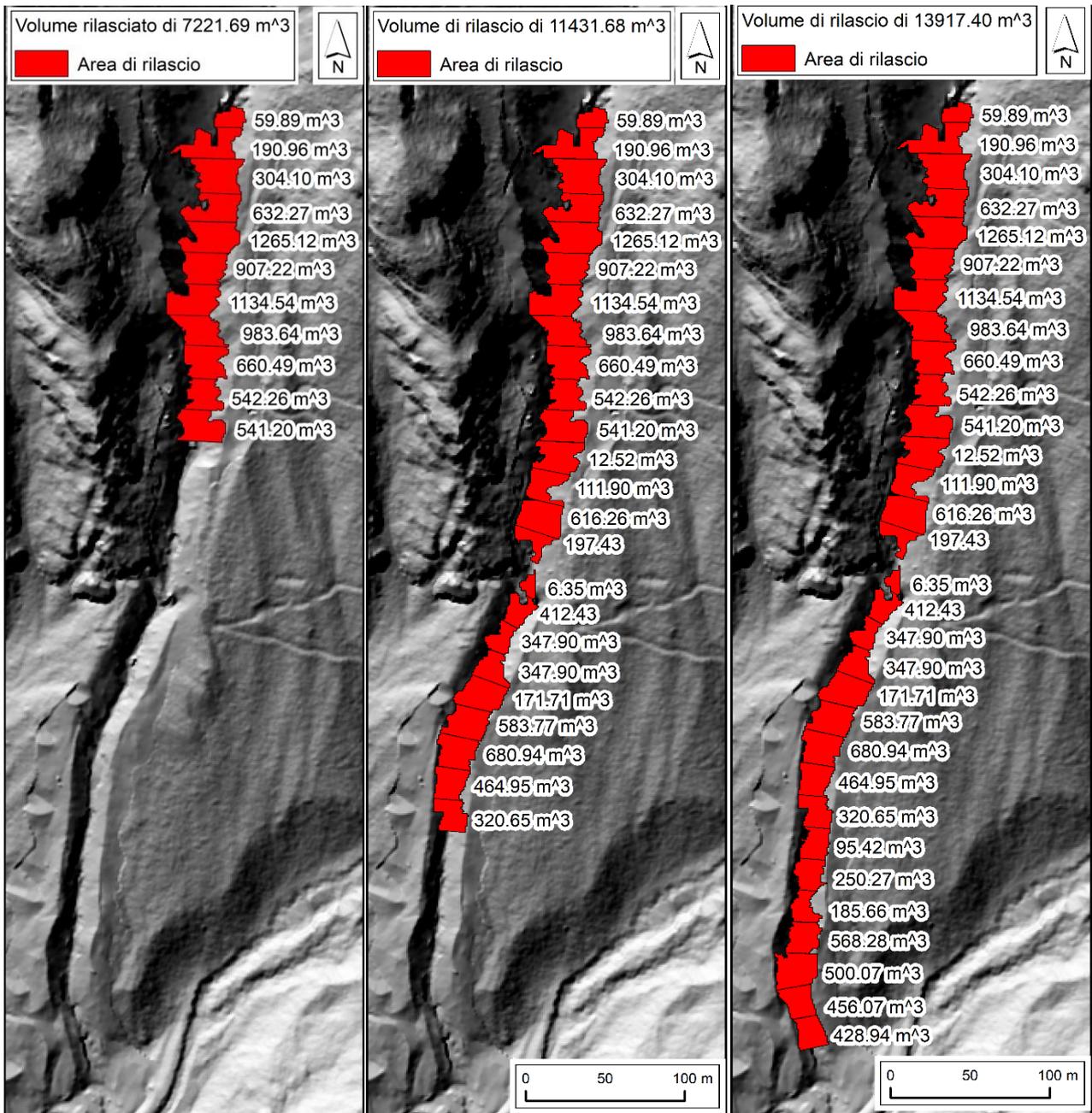


Figura: 6.1.1.4: volumi d'innesco simulati in RAMMs - DF e relativa estensione areale dei poligoni di block release definiti da tratti dalla zona di innesco ai tratti di diminuzione dell'aumento o d'interruzione della variazione di volume netto cumulato per le simulazioni del 04/08/2015.

Evento simulato	23/07/2015	04/08/2015
Volume [m³]	9965.0	13917
Velocità [m/s]	2.85	2.85
Portata max [m³/s]	214.02	282.7
t_0 [s]	0	0
t_1 [s]	8.9	4.5
t_2 [s]	93.4	98.4

Tabella 6.1.1.3: parametri dell'idrogramma semplice a tre punti ($t_0; Q_0, t_1; Q_1, t_2; Q_2$) per la simulazione del volume di innesco in RAMMs - DF delle simulazioni del 2015 nell'area di innesco assunta in prossimità dell'inizio del canale a 1680 m s.l.m. (figura 6.1.5). Il volume è rilasciato alla velocità costante di 2.85 m/s dal tempo di inizio simulazione t_0 con portata Q_0 che aumenta linearmente da zero alla portata massima Q_1 al tempo t_1 e decresce linearmente a zero (Q_2) al tempo t_2 in cui il volume d'innesco simulato è stato rilasciato completamente.

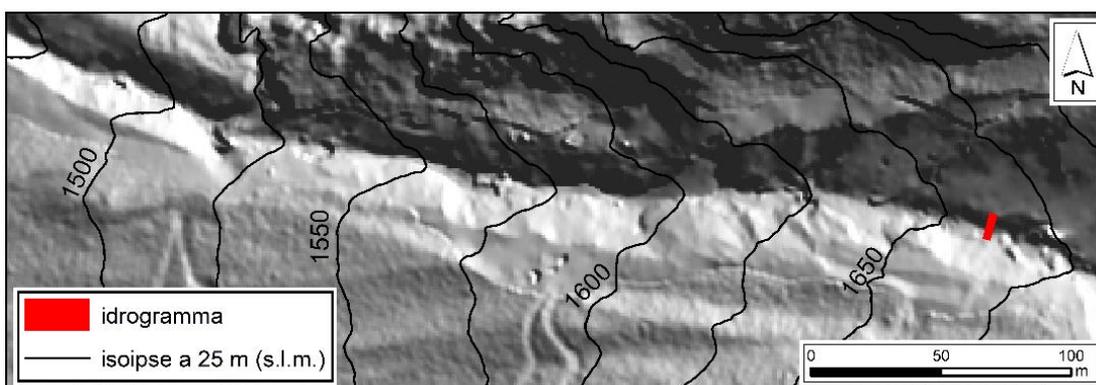


Figura 6.1.1.5: ubicazione dell'idrogramma di rilascio delle simulazioni con RAMMs – DF senza e con erosione degli eventi La sezione dell'idrogramma è orientata a 276° dalla direzione delle righe x delle matrici di elevazione (DEM) pre-evento inserite in RAMMs – DF.

La simulazione dei medesi eventi col recente *plug – in* di erosione del modello usa le stesse informazioni di input di quella del metodo classico senza erosione (tabella 6.1.1.1) salvo per: 1) i parametri di erosione aggiunti (Frank et al., 2015; Bartlet et al., 2013) (tabella 6.1.1.4) con un'unica area erodibile nel dominio di simulazione di pari estensione al dominio delle simulazioni classiche senza erosione (figura 6.1.1.1); 2) i volumi di innesco minori simulati unicamente con l'idrogramma (tabella 6.1.1.5); 3) criterio di arresto empiricamente basato aumentato al 10 %. Le simulazioni con erosione usano il solo approccio dell'idrogramma perché le simulazioni di RAMMs con *entrainment* mostrano minor variabilità nei risultati rispetto a quelli delle stesse simulazioni con volume di innesco simulato con l'area di rilascio. Difatti, le simulazioni con erosione con l'approccio dell'area di rilascio possono riprodurre lo stesso volume con differenti estensioni e profondità (Frank et al., 2017) Il criterio di arresto è aumentato al 10 %, limite massimo consigliato (Bartlet et al., 2013) poiché le simulazioni classiche senza erosione evidenziano l'accumulo irrealistico prevalente del volume del fluido alla massima distanza raggiunta.

Densità di erosione (kg/m^3)	2000
$\frac{dz}{dt}$, tasso di erosione (m/s)	0.0125; 0.0250; 0.0500
e_m , profondità di erosione potenziale (kPa^{-1})	$f(\tau)$ (Schruch et al, 2011)
τ_c , sforzo di taglio critico (kPa)	1
Profondità massima di erosione (m)	$+\infty$

Tabella 6.1.1.4: parametri di erosione delle simulazioni con erosione di RAMMs- DF. L'area erodibile del dominio di simulazione corrisponde al dominio stesso. La densità di erosione è la densità del materiale erodibile, posta a 2000 kg/m^3 in assenza di ulteriori informazioni; il tasso di erosione $\frac{dz}{dt}$ esprime quanto velocemente il fluido erode in relazione allo sforzo di taglio calcolato τ (figura 6.2.1.) i cui valori di velocità sono misurati dai ricercatori che sviluppano il modello in assenza di misure dirette nel caso di studio; lo sforzo di taglio critico simula l'erosione solo oltre 1 kPa; la profondità di erosione massima posta illimitata indica condizioni *unlimited supply*.

	Volume 1	Volume 2	Volume 3
Volume [m^3]	1000	100	10
Velocità [m/s]	2.85	2.85	2.85
Portata max [m^3/s]	31.6	4.6	0.7
t_0 [s]	0	0	0
t_1 [s]	6.10	4.10	2.70
t_2 [s]	63.29	43.48	28.58

Tabella 6.1.1.5: parametri dell'idrogramma semplice a tre punti ($t_0;Q_0, t_1;Q_1, t_2;Q_2$) per la simulazione in RAMMs - DF dei volumi di innesco di 1000, 100 e 10 m³ delle simulazioni con erosione del 23/07/2015 e del 04/08/2015 nell'area di innesco assunta in prossimità dell'inizio del canale a 1675 m s.l.m. (figura 6.1.5). Il significato dei parametri e il medesimo della didascalia della tabella 6.1.2.3.

6.1.2 DAN3D

Le informazioni di input e i parametri propri di DAN3D (Dynamic ANalysis 3D) per le simulazioni (O. Hungr Geotechnical Engineering, Inc., 2010) senza erosione degli eventi del 2015 sono riassunti in tabella 6.1.2.1. La procedura dettagliata di definizione è riportata nel paragrafo 4.7 e nell'appendice A6. I parametri del modello sono stati variati dai loro valori standard per aumentarne la stabilità numerica.

Input delle simulazioni		Parametri di DAN-3D	
1) DEM	Figura 6.1.2.1	10) Numero di particelle, N	2000
2) volume di innesco	Tabella 6.1.2.2	11) Tempo massimo (s)	500
3) Dominio di simulazione	Figura 6.1.2.1	12) <i>Smooth Length const</i> , B	4 - 6
4) numero di materiali	1 (figura 6.1.2.1)	13) <i>Velocity Smooth coeff.</i> , C	0.01
5) Densità materiale (kg/m ³)	2450	14) <i>Stiffness coeff.</i> D	200
6) reologia del materiale	Bingham/Voellmy	15) altezza di soglia (m)	0.1
7) Tasso di erosione E (m ⁻¹)	f (spostamento) :0	16) criterio di arresto velocità C.OM. (m/s)	0.1
8) Profondità max eros (m)	0		
9) Peso/vol. acqua (kN/m ³)	9.81	/	

Tabella 6.1.2.1: informazioni di input e parametri di DAN3D delle simulazioni 2015 di Rio Ravina di Cancia in cui: 1 -3 -4) DEM - dominio di simulazione - numero di materiali: DEM pre -evento, o *Path Topography file*, consiste del rispettivo DTM pre- evento unito al DEM del 2011 ruotato di 4° in senso antiorario, campionato a 1.3 m e traslato all'origine. Il numero di materiali è il numero di combinazione di reologie disponibili e profondità di erosione ammessa (*Erosion Map file*) (figura 6.1.2.1); 2) volumi d'innesco: rilascio al tempo t_0 dei raster "*Source Topography file*" (tabella 6.17) per il primo (figura 6.1.2.2) e secondo evento (figura 6.1.2.3); 6) parametri reologici: unica combinazione di parametri delle reologie: I) Voellmy, variati per μ , coefficiente di frizione basale, fra 0.03 e 0.3 () e per ξ , coefficiente di frizione turbolenta, fra 200 e 800 m/s²; II) Bingham, variati per la viscosità μ_b fra 0.01 e 10 kPa/s e per lo sforzo di taglio critico fra 0 e 10 kPa. L'estensione delle combinazioni dei parametri reologici è in figura 6.1.2.1; 9) unità peso volume: non influenza la soluzione non essendo le sue pressioni considerate nelle reologie suddette; 9) numero di particelle: discretizzazione del flusso in detti elementi N (non aumentati di numero per una maggior stabilità numerica a causa dell'eccessivo costo computazionale); 12) *Smooth Length constant*: costante di interpolazione delle particelle N nella discretizzazione numerica lagrangiana *SPH (Smooth Particle Hydrodynamics)*, variata dal valore standard di 4 a 6 per una maggiore stabilità numerica; 13) *Velocity Smooth coefficient*: coefficiente di riduzione delle velocità del fluido monofase posto a 0.01 per una miglior simulazione del fluido in tratti canalizzati (McDougall, 2006); 14) *Stiffness coefficient*: coefficiente di rigidità interna del flusso. È mantenuto a 200, non influenzando sulla stabilità numerica 15) Altezza di soglia: limite inferiore di visualizzazione del fluido. È stata scelta a di 0.1 data la diffusa pratica nell'ambito commerciale (Capeda 2010); 16) Criterio di arresto: dato che l'elevata risoluzione, rotazione e ricampionamento *del Path Topography file* non permette la diminuzione delle velocità massime a 0 m/s secondo il criterio puramente fisico, il criterio di arresto è definito col raggiungimento della soglia di 0.1 m/s della velocità dal centro di massa del fluido.

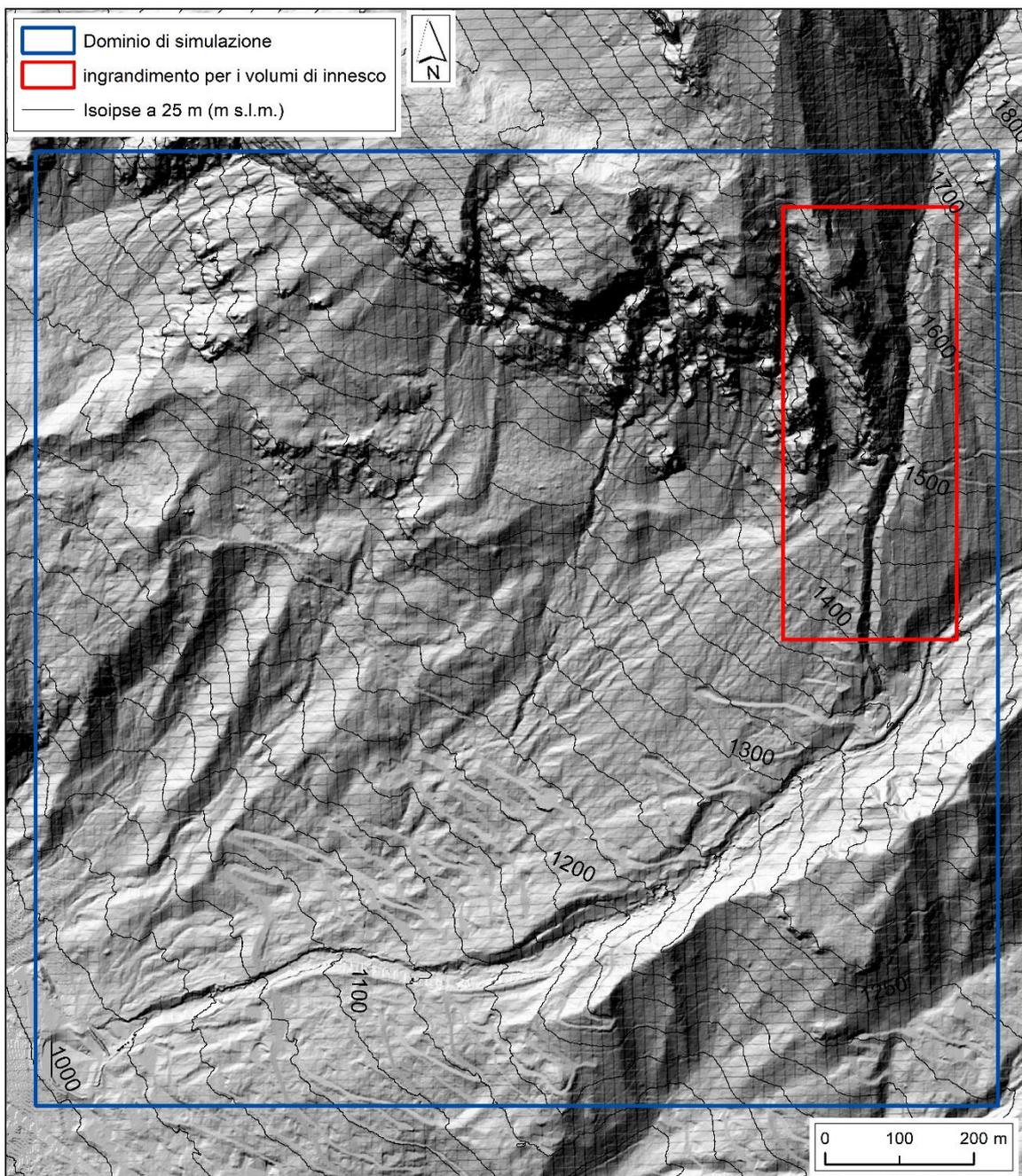


Figura 6.1.2.1: estensione dei DEM pre- evento di input per DAN3D (*Path Topography file*) ruotati di 4° in senso antiorario, ricampionati a 1.3 m senza offset del sistema di riferimento U.T.M. – Zone 32N – *Monte_Mario_Italy_1* delle simulazioni con DAN3D senza e con erosione degli eventi del 2015. La medesima estensione corrisponde anche al dominio di simulazione, all'estensione dei materiali (unica combinazione di parametri reologici) e del valore massimo di erosione. Lo *hillshade* è estratto dal DEM pre- evento del 04/08/2015.

Volumi del 23/07/2015	Volumi del 04/08/2015
6648.1 m ³	6149.7 m ³
9476.6 m ³	8758.1 m ³
12699.1 m ³	12129.20 m ³

Tabella 6.1.2.2: volumi d'innesco calcolati dai Source Topography file costituiti dallo spessore positivo dell'erosione netta, quindi dalla variazione di elevazione negativa della differenza di DEM pre- e post- evento, nel tratto superiore del canale dalla zona d'innesco a 1675 m s.l.m. alle quote inferiori dove visivamente l'erosione netta decresce e dove la deposizione netta, definita dai valori positivi di variazione di elevazione, aumenta per l'evento del 23/07/2015 (figura 6.1.7) e del 04/08/2018 (figura 6.1.8).

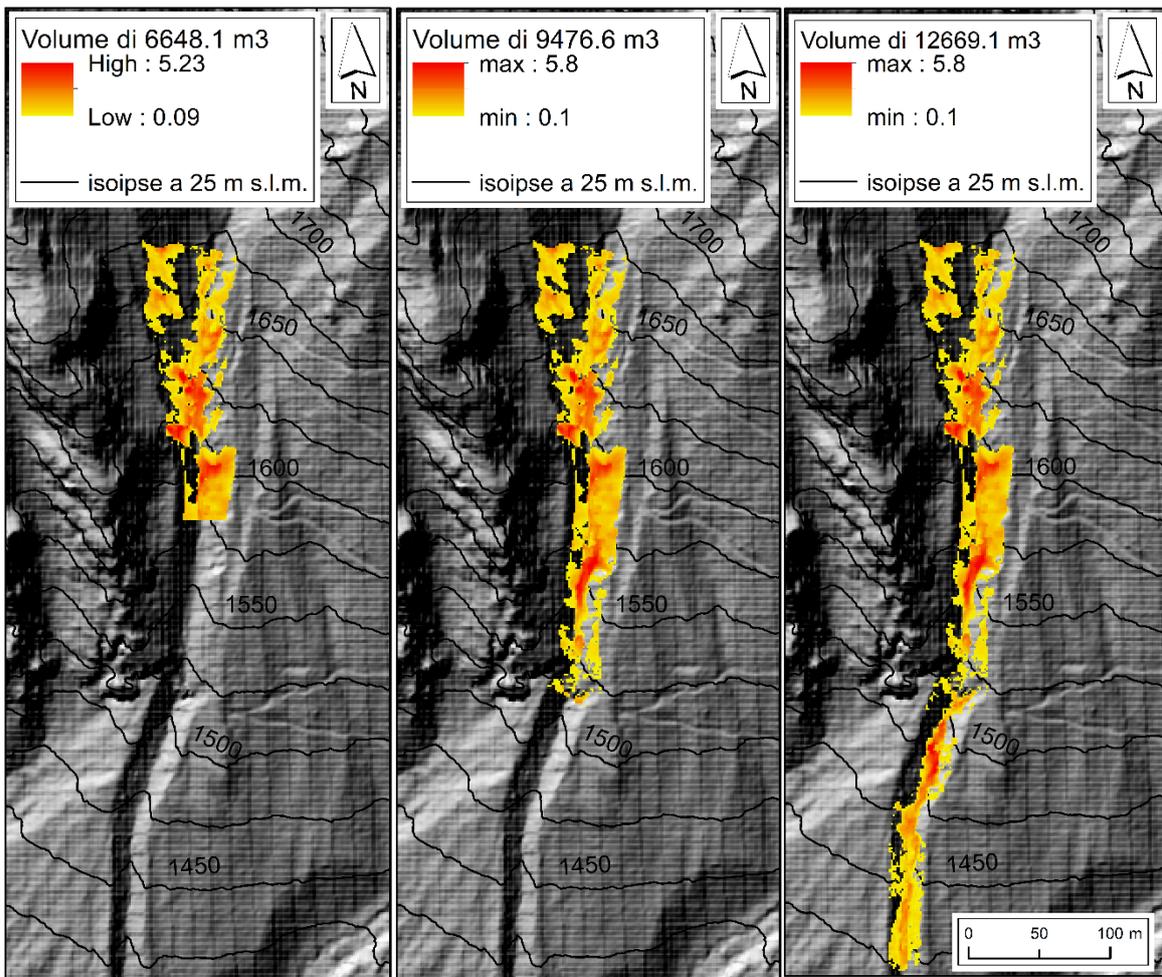


Figura 6.1.2.2: distribuzione del Source Topography file delle simulazioni senza e con erosione del primo evento.

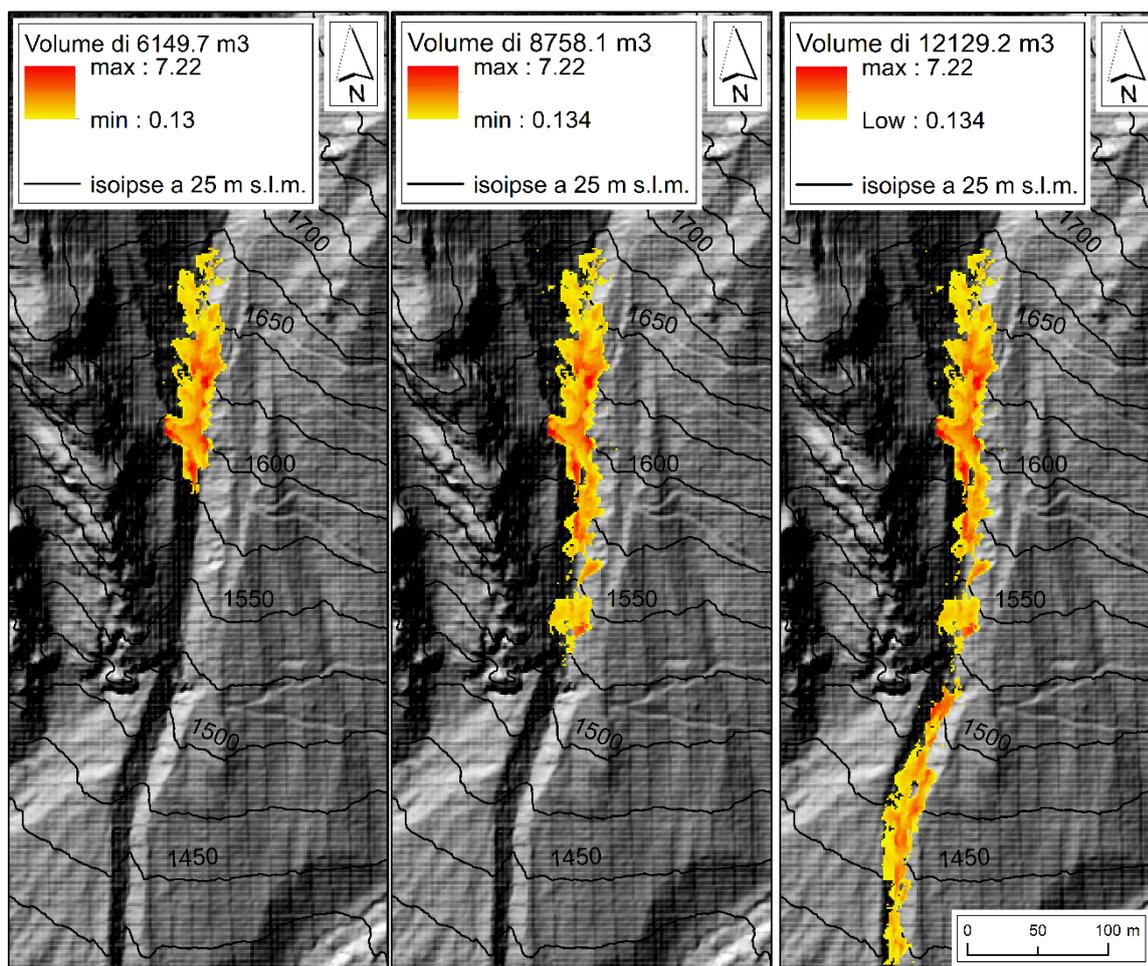


Figura 6.1.8: distribuzione del Source Topography file delle simulazioni senza e con erosione del secondo evento.

La simulazione dei medesi eventi con l'opzione di erosione del modello usa le stesse informazioni di input di quella dell'approccio classico senza erosione (tabella 6.1.2.1) salvo per: 1) i parametri di erosione posti diversi da zero con un'unica area erodibile di pari estensione del dominio di simulazione (figura 6.1.2.1) con profondità erodibile posta a 10 m per simulare condizioni *unlimited supply* ed *erosion rate*, E , calibrato per ottenere i volumi osservati; 2) i volumi di innesco minori resi paria circa a 2800 e 900 m³ eliminando le parti a quota minore del Source Topography file di volume d'innesco simulato minore per le simulazioni di entrambi gli eventi.

6.1.3 Assunzioni, difficoltà di simulazione nel sito e complessità di preparazione

Entrambi i modelli numerici dinamici monofase empirico- statistici RAMMs -DF e DAN3D non riproducono fisicamente il meccanismo d'innesco degli eventi del 2015 lungo il Rio di Cancia. Gli eventi osservati sono innescati da erosione idraulica del detrito di fondo canale da flussi d'acqua da precipitazioni estive- autunnali rapide e intense (Gregoretti & Dalla Fontana, 2008). I modelli suddetti assumono invece l'innesco da rottura istantanea *en masse* del materiale di fondo canale (Frank et al., 2017; McDougall & Hungr, 2004). Gli eventi sono simulati come fenomeni gravitativi con una superficie di rottura (identificata dall'operatore) che si trasformano in flussi in un unico impulso. L'approccio della *source area* di DAN3D (tramite il *Source- Topography file*) e dell'area di rilascio di RAMMs (con opzione *block- release*) sono la pratica di tale assunzione nei modelli. Nel lavoro, RAMMs sottrae il volume d'innesco simulato alla topografia con un'assunzione più reale. DAN3D, al

contrario, non lo sottrae con un'assunzione meno reale. I due approcci sopracitati sono analoghi e le simulazioni dei due modelli con detti approcci sono confrontabili. Il secondo approccio di RAMMs dell'idrogramma evita tale assunzione poiché non simula l'innescò dei debris flow. L'idrogramma, difatti, simula da una certa sezione i flussi (Frank et al. 2017) descritti sempre da un unico impulso. Tutti gli approcci considerati nei due metodi dinamici con l'approccio classico senza erosione, simulano il volume d'innescò estremamente maggiore di quello iniziale osservato. Difatti gli eventi osservati accrescono il loro volume (precisamente la frazione volumetrica solida conf. paragrafo 5.4) che comprende parte del volume d'innescò simulato, per erosione lungo il canale. Il nuovo approccio con erosione simula volumi d'innescò maggiori di quelli reali, ma più simili poiché minori (Frank et al 2017).

I flussi sono monofase, ovvero non distinguono la frazione volumetrica solida da quella fluida che è variabile (Hung, 2017). La reologia monofase è costante lungo tutto il percorso dei flussi nel lavoro essendo imposta una sola combinazione di parametri reologici. Vi è una sola combinazione di parametri (conf. sotto- paragrafi 6.1.1 e 6.1.2) poiché non è possibile sapere quantitativamente le variazioni delle frazioni volumetriche. Tali assunzioni sono valutate nel complesso contesto geomorfologico e idrologico di Rio Ravina di Cancia che presenta pendenza del fondo del canale bimodale di 24.5° (da 1680 m s.l.m. a 1350 m s.l.m.) e di 12.0° (da 1350 m s.l.m. a 1000 m s.l.m.) (conf. paragrafo 5.5). A 1350 m s.l.m. vi è un'area di deposizione sgombra dal detrito prima del primo evento e colmata parzialmente dallo stesso prima del secondo evento. L'opera di mitigazione suddetta causa rilevanti variazioni nella dinamica erosivo- deposizionale dei flussi degli eventi. Questa variazione è causata dalla diluizione nel flusso per deposizione di parte della frazione volumetrica dei flussi (conf. paragrafo 5.4). Ulteriore diluizione è apportata dall'apporto di acqua dal sottobacino contribuente di destra alla sua confluenza col canale di propagazione (conf. paragrafo 3.3).

Il nuovo approccio con erosione simula la sola erosione alla base del flusso, eliminando l'erosione causata da altri processi connessi alle colate detritiche. L'*entrainment* estremamente influente nelle dinamiche erosivo- deposizionali degli eventi osservati (conf. paragrafo 5.4) provoca variazioni del rapporto volumetrico di frazione solida e fluida nel flusso. Tali variazioni non sono tuttavia considerate nei flussi monofase simulati nei due modelli, pur aumentando il loro volume per la suddetta dinamica fisica (Frank et al., 2015; McDougall & Hung, 2004).

L'erosione è simulata in DAN3D dalla relazione empirica che relaziona esponenzialmente l'aumento di volume con lo spostamento del flusso senza un considerevole supporto statistico per i fenomeni di colata detritica (conf. paragrafo 4.7). RAMMs, al contrario, relaziona l'aumento di volume del flusso tramite una discreta base statistica. La velocità di erosione, fondata su misure di campagna contemporanee ai flussi (Berger et al., 2011) è relazionata allo sforzo di taglio massimo raggiunto calcolato dall'altezza del flusso e dalla pendenza del fondo canale (Frank et al., 2015; Schruoch et al., 2011).

L'espansione del flusso nelle simulazioni di RAMMs è determinante per il raggiungimento del loro arresto (Bartlett et al. 2013). Al contrario non lo è per DAN3D da quanto osservato dai casi di applicazione nella tesi PhD McDougall (2006).

I DTM (Modelli Digitali di elevazione del terreno) prima degli eventi inseriti come input non rilevano la superficie di infrastrutture che coprono il percorso degli eventi, quali il ponte che oltrepassa il canale a 1075 m s.l.m. Gli stessi DEM considerano la presenza di opere di mitigazione attiva presenti solo durante gli eventi, quali aree di contenimento e barriere in accordo con le condizioni di utilizzo dei DEM per i metodi numerici definite da Simoni et al. (2012).

RAMMs permette una semplice e immediata definizione dei dati topografici e del volume d'innesco direttamente da Arc- GIS. La sua interfaccia grafica offre svariate opzioni di visualizzazione degli input e degli output (Bartlet et al.2013). DAN3D, al contrario, necessita di un certo grado di abilità e consapevolezza dei comandi in Arc-GIS e Surfer, come anche di conoscenza del significato delle estensioni in cui salvare i file. Il procedimento di definizione dei dati topografici e dei volumi d'innesco è lungo e non automatizzabile in Surfer (O. Hungr Geotechnical Engineering, Inc., 2010). Le procedure nelle appendici A6 e A7 si propongono di risolvere le difficoltà di importazione ed esportazione dei dati da Arc-GIS a DAN3D e viceversa. L'interfaccia di DAN3D è semplice ed essenziale. Ciò impedisce di perdersi nella lista di comandi al contrario di RAMMs.

6.2 Analisi di sensitività dei modelli

L'analisi di sensitività delle simulazioni con e senza erosione con RAMMs – DF e DAN3D degli eventi del 2015 di Cancia sono sintetizzate e discusse nei rispettivi sotto- paragrafi 6.2.1 e 6.2.2. Le analisi di sensitività valutano le performance degli schemi computazionali dei metodi numerici usati e la possibilità di applicazione dei modelli per la calibrazione degli eventi e per l'analisi previsionale per eventi futuri.

Il loro confronto nel sotto- paragrafo 6.2.3 ne discute i limiti e i pregi per definire la conservatività delle calibrazioni nel paragrafo 6.3 successivo. Discute anche la fattibilità di analisi previsionali di eventi coi sopracitati metodi dinamici.

La valutazione e confronto delle analisi di sensitività dei due modelli è eseguita coi parametri degli eventi osservati in tabella 6.2.1. La distanza di runout e il CVN (cambiamento di volume netto mobilitato al loro termine) sono fornite dall'analisi morfometrica nel capitolo 5 precedente. La velocità non è misurata per gli eventi: ci si attiene a valori di velocità verosimili per tali fenomeni inferiori a 10 m/s. La durata totale degli eventi non è nota: si considera la durata di registrazione degli eventi dalla telecamera *time-lapse* posizionata in prossimità della zona di innesco.

Parametri osservati	Evento del 23/07/2015	Evento del 04/08/2015
Distanza di <i>runout</i>	1936 m	1936 m
Velocità massima	3 m/s	3m/s
Durata	> 1710 s	>1468 s
VCN	28849.44 m ³	24277.96 m ³

Tabella 6.2.1: parametri osservati per la valutazione delle performance dell'analisi di sensitività delle simulazioni con RAMMs - DF e DAN3D degli eventi del 2015 di Cancia in cui: la distanza di runout è misurata lungo la polilinea arrotondata dal reticolo di drenaggio del canale estratta dal DEM del 2011 (conf. figura 5.3.1); la velocità massima è posta conforme alle velocità osservate per gli stessi eventi (Cruden & Varnes, 1996); la durata è assunta superiore alla durata di registrazione degli eventi dalle telecamere *time-lapse* poste in prossimità della presunta zona di innesco a 650 m s.l.m; il CVN è definito dall'analisi morfometrica nel paragrafo 5.2.

6.2.1 RAMMs -DF

Le analisi di sensitività delle simulazioni degli eventi del 2015 a Cancia con RAMMs- DF (Frank et al. 2015) (conf. sotto- paragrafo 6.1.1 per i dati di input) riguarda i parametri reologici *Voellmy- Salm* (Salm, 1993) e il volume d'innescò. L'analisi di detti parametri quantifica la loro variazione a: 1) il pattern di runout, espresso come distanza di runout (distanza percorsa dalla posizione più a monte del volume d'innescò alla pozione più distante raggiunta dal flusso); 2) velocità massima simulata dal flusso; 3) volume del fluido all'arresto delle simulazioni (pari alla somma fra volume d'innescò, volume eroso e volume fuoriuscito dal dominio di simulazione); 4) durata delle simulazioni.

L'analisi non considera l'area inondata dalle simulazioni per giungere alla completezza dei parametri da considerare nei modelli di simulazione di *debris flow* (Berti e Simoni, 2007) poiché il confronto con l'area di deposizione netta osservata degli eventi (conf. paragrafo 5.2) è di scarsa applicazione avendo l'indice RI (Simoni et al., 2012) indici medi di 0.15 - 0.2 con valore massimo di 0.32. Difatti, la sovrapposizione delle aree depositate osservate e simulate è carente essendo le aree di deposizione netta e di erosione netta alternate lungo tutto il canale, mancando una reale area di deposizione sul conoide di Cancia.

L'analisi di sensitività considera prima le simulazioni senza erosione e successivamente le simulazioni con erosione in cui è anche valuta l'influenza dei parametri di erosione sui parametri reologici e sul criterio di arresto.

L'analisi di sensitività del pattern di runout definisce che la totalità delle simulazioni senza erosione eguagliano o superano la distanza osservata per entrambi gli eventi. La distanza di runout superiore a quella osservata indica la conservatività del modello. Il coefficiente della reologia *Voellmy – Salm* di attrito basale μ , variato fra 0.1 e 0.3, presenta proporzionalità inversa con la distanza di runout. Il coefficiente di frizione turbolenta ξ , variato fra 200 - 600 m/s^2 , presenta proporzionalità inversa con la distanza di runout, sebbene la influenzi molto meno rispetto a μ (figura 6.2.1.1). Di conseguenza il coefficiente μ è determinate per la definizione del pattern di runout. Le simulazioni non presentano avulsioni dal canale di propagazione e mantengono la forma in x e in y di una colata detritica.

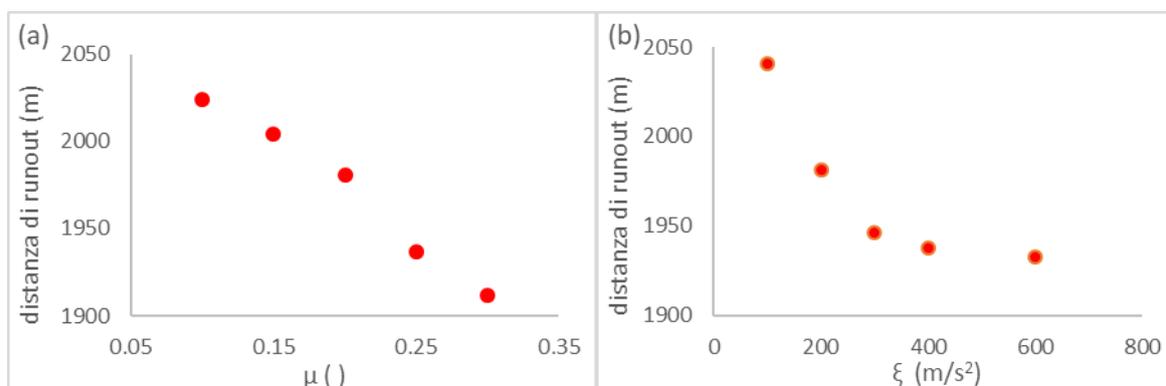


Figura 6.2.1.1: (a) proporzionalità inversa fra distanza di runout e coefficiente di attrito basale μ e (b) col coefficiente di turbolenza ξ delle simulazioni senza erosione del primo evento del 2015 d'innescò di 996 m^3 con rispettivamente ξ costante a 200 m/s^2 e μ costante a 0.25.

Se il coefficiente ξ è poco rilevante nell'ottenimento del pattern di runout, l'analisi di sensitività alla velocità massima individua l'abbassamento delle velocità massime per valori

bassi di ξ pari a 200 m/s² (figura 6.2.1.2). Difatti, il coefficiente ξ presenta proporzionalità diretta con la velocità massima. Il coefficiente μ presenta, al contrario, proporzionalità inversa con le velocità massime.

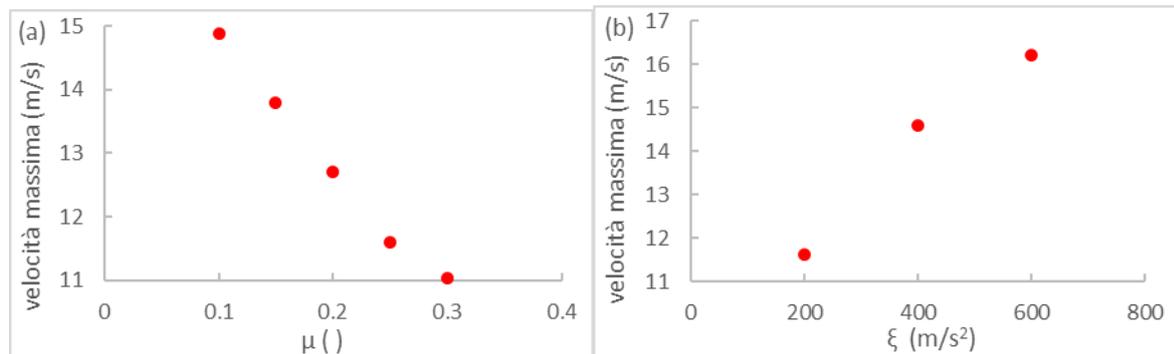


Figura 6.2.1.2: (a) proporzionalità inversa fra velocità massima e coefficiente di attrito basale μ e (b) proporzionalità diretta col coefficiente di turbolenza ξ nelle simulazioni senza erosione del primo evento con volume d’innesco di 996 m³ con rispettivamente ξ costante a 200 m/s² e μ a 0.25.

Essendo μ determinato per la simulazione del pattern di runout ed essendo il coefficiente ξ poco rilevante in tale pattern, quest’ultimo deve essere mantenuto a 200 m/s² per ottenere simulazioni più realistiche con velocità massime di circa 10 m/s, seppur maggiori di quelle ipotizzate per gli eventi. ξ non può essere abbassato sotto 200 m/s² per simulare velocità minori poiché altrimenti le somme massime dei momenti durante le simulazioni arresterebbero le relative simulazioni a tempi sensibilmente più lunghi di quelli delle simulazioni con ξ pari a 200 m/s². Di conseguenza il coefficiente ξ non è da analizzare ulteriormente nelle simulazioni senza erosione.

La durata delle simulazioni è fortemente dipendente dal criterio empirico, non fisico definito dal raggiungimento della soglia del 5% della somma dei momenti massimi durante la simulazione. Le simulazioni di RAMMs -DF hanno durata variabile fra 700 – 3650 s con lo stesso genere di proporzionalità diretta fra μ e velocità massima e inversa fra ξ e velocità massima (figura 6.2.1.3).

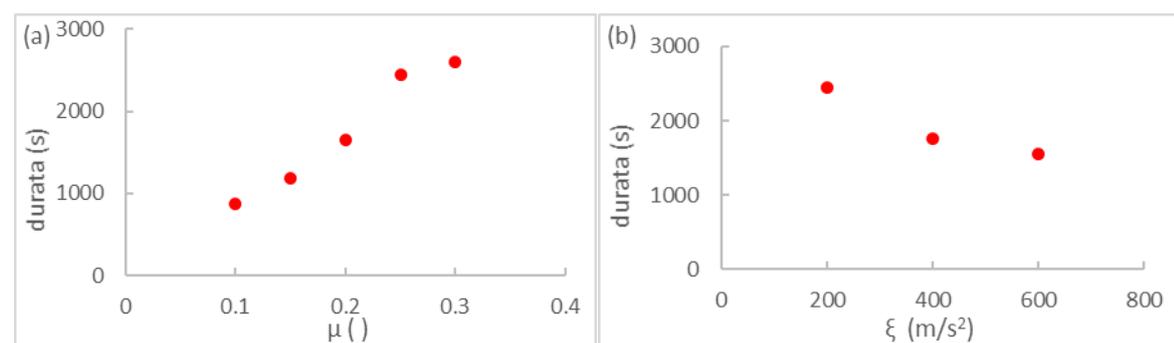


Figura 6.2.1.3: (a) proporzionalità diretta fra durata e coefficiente di attrito basale μ e (b) inversa col coefficiente di turbolenza ξ delle simulazioni di RAMMs -DF senza erosione con volume d’innesco di 996 m³ nel canale di propagazione di Rio Ravina di Cancia per l’evento del 23/07/2015 con rispettivamente ξ costante a 200 m/s² e μ a 0.2.

Data l’estrema variabilità della durata delle simulazioni e data la conoscenza incompleta della durata delle simulazioni, la durata non è considerata per la calibrazione degli eventi.

L’analisi di sensitività al volume d’innesco simulato con metodo *block release* (conf. tabella 6.1.1.2) a parità di parametri reologici non mostra variazioni apprezzabili nella velocità

massima e durata delle simulazioni. Tale analisi invece mostra variazione considerevole della distanza di runout che rimane però sempre conservativa (figura 6.2.1.4). Questa variazione dipende dalla quantità limitata di volume del fluido fuoriuscito dal canale di propagazione dalla zona d'innescò a prima dell'area di deposizione a 1000 m s.l.m. durante le simulazioni.

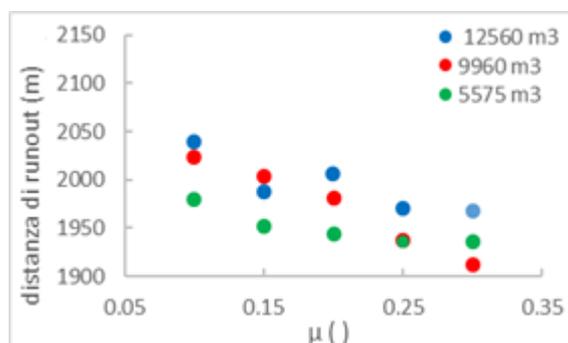


Figura 6.2.1.4: analisi di sensitività del volume d'innescò con metodo *block release* e della distanza di runout a μ , coefficiente di attrito basale, con ξ , coefficiente di frizione turbolenta, costante a 200 m/s^2 per le simulazioni senza erosione del primo evento.

Le velocità massime calcolate variano in relazione al DEM pre- evento inserito come osservabile dal confronto delle velocità massime delle simulazioni dei due eventi a parità di parametri reologici (figura 6.2.1.5).

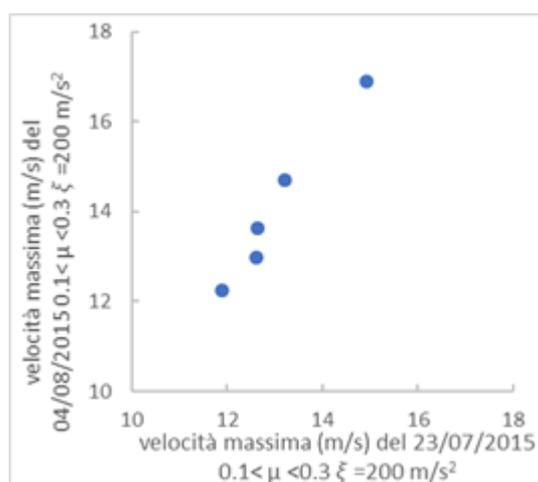


Figura 6.2.1.5: variazione fra le velocità massime delle simulazioni del 23/07/2015 e del 04/08/2015 a parità di parametri reologici Voellmy – Salm (μ fra 0.1 - 0.3 e ξ costante a 200 m/s^2) con volume d'innescò rispettivo di 12266 m^3 e 13917 m^3 .

Le analisi di sensitività descritte permettono la calibrazione senza erosione di entrambi gli eventi con RAMMs- DF. I seguenti parametri reologici sono da variare unicamente per l'ottenimento dei parametri di calibrazione associati in ragione di quanto discusso: I) il coefficiente di attrito basale μ è da aumentare per ridurre la distanza di runout che è superiore a quella osservata; II) il coefficiente di frizione turbolenta è da mantenere costante a 200 m/s^2 per mantenere le velocità massime il più possibile basse, al fine di mantenerle più simili a quelle reali. Il volume di rilascio è da scegliere fra quelli le cui simulazioni presentano il pattern di runout con fuoriuscite minori dal canale di propagazione. Tali dipendenze semplici permettono l'utilizzo di RAMMs con l'approccio "classico" anche per analisi previsionali di futuri eventi nel bacino di Cancia, sebbene le previsioni siano fondate maggiormente sulla velocità massima che è un parametro con

valori senza senso fisico nel contesto dolomitico. Il pattern di runout è descritto maggiormente nel capitolo 6.3.

L'analisi di sensitività delle simulazioni con erosione di RAMMs- DF è eseguita con simulazioni il cui innesco è simulato con idrogramma semplice a tre punti (conf. tabella 6.1.1.3). Non è stato usato l'approccio *block release* perché: I) l'approccio dell'idrogramma simula velocità massime minori; II) l'approccio dell'idrogramma simula distanze di runout lievemente minori (Bartlet et al., 2013) (figura 6.2.1.6); III) l'approccio *block release* definisce gli stessi volumi d'innesco con combinazioni diverse di area e spessore del volume d'innesco (Frank et al., 2017).

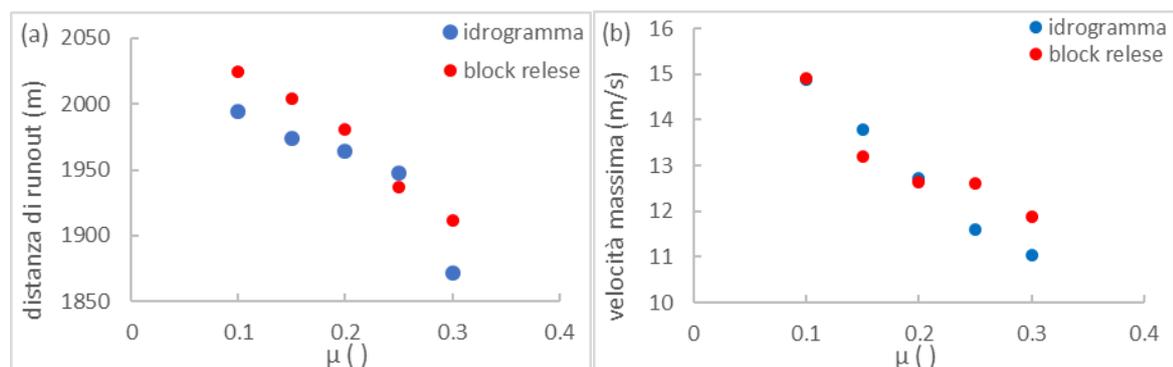


Figura 6.2.1.6: similarità della distanza di runout (a) e della velocità massima (b) delle simulazioni senza erosione del primo evento con volume d'innesco con l'approccio *block release* e idrogramma tramite nelle analisi di sensitività del loro coefficiente di frizione basale μ con ξ mantenuto costante a 200 m/s^2 .

Le simulazioni con erosione alla base del flusso mantengono gli stessi dati di input tranne che per: I) i volumi d'innesco minori di 10, 100, 1000 m^3 simulati come detto con idrogramma (tabella 6.1.1.5); II) il criterio di arresto variato dal 5 al 10% della somma dei momenti massimi durante le rispettive simulazioni; III) i parametri di erosione con tasso di erosione con $\frac{dz}{dt}$ variato a 0.0125, 0.025, 0.05 m/s (tabella 6.1.1.4).

L'erosione introdotta simula la stessa condizione erosiva basale del flusso in tutto il dominio di simulazione con condizioni *supply unlimited*. Il detrito del canale ha densità di 2000 kg/m^3 e diventa erodibile quando la base del flusso raggiunge lo sforzo di taglio critico τ_c di 1 kPa. L'erosione si verifica fino alla profondità di erosione potenziale secondo la relazione di Schruoch et al. (2011) (Frank et al., 2015) o fino quando lo sforzo di taglio massimo alla base del flusso non viene raggiunto.

Tutte le simulazioni con erosione degli eventi di colata detritica confermano le proporzionalità individuate dalle analisi di sensitività dei parametri delle simulazioni senza erosione. La velocità massima risulta diminuita di circa 1 -2 m/s a parità di parametri reologici, seppur con valori sempre superiori a 10 m/s . La distanza di runout è maggiore e raggiunge il limite del dominio di modellazione nonostante l'innalzamento del criterio di arresto al 10% per arrestare prematuramente il flusso. Tali condizioni rendono le simulazioni con erosione più verosimili per le velocità massime ma eccessivamente conservative per il pattern di runout. Difatti, il runout giunge fino alla statale Alemagna a 200 m dal termine del canale di propagazione di Cancia.

L'analisi di sensitività al volume finale e al tasso di erosione dei coefficienti reologici mostra: I) proporzionalità diretta col coefficiente di attrito basale μ ; II) proporzionalità inversa col coefficiente di frizione turbolenta ξ (figura 6.2.1.7).

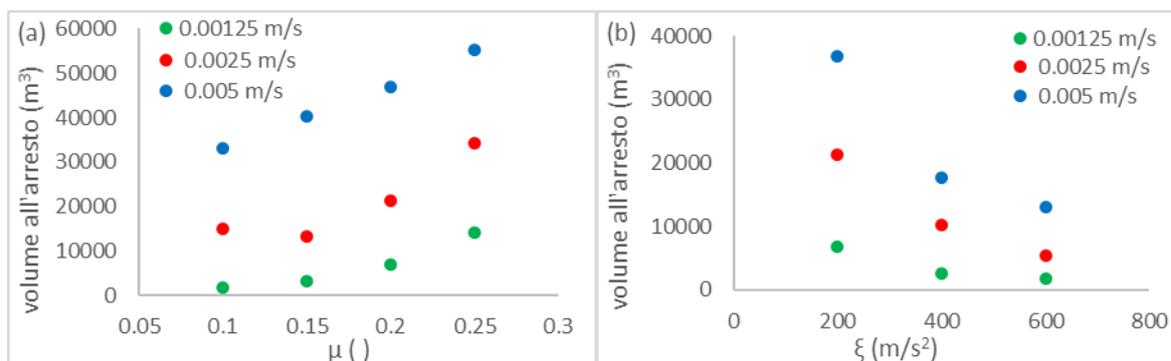


Figura 6.2.1.7: proporzionalità diretta fra volume finale e tasso d'erosione $\frac{dz}{dt}$ (in legenda) col coefficiente di attrito basale μ (a) e coefficiente di frizione turbolenta ξ (b) delle simulazioni con erosione con volume d'innesco di 100 m³ del primo evento del 2015 con rispettivamente ξ costante a 200 m/s² e μ costante a 0.2.

Le suddette proporzionalità sono analoghe alla proporzionalità del tempo di permanenza del flusso su ciascuna cella del DEM coi parametri reologici. Difatti, il *plug – in* di erosione calcola lo sforzo di taglio alla base del fluido τ dal tempo di permanenza assieme all'altezza di flusso. Tale componente in taglio è implementata nella relazione con l'erosione potenziale durante il passaggio del flusso (Schruoch et al., 2011) tramite il tasso o *velocità* di erosione $\frac{dz}{dt}$ (conf. paragrafo 4.6, rispettivamente formula 4.6.7 e figura 4.6.1). In altre parole, poiché il flusso scorre più lentamente con valori maggiori del coefficiente μ (conf. proporzionalità μ - velocità massima, figura 6.2.1.2.a) e con valori minori del coefficiente ξ (conf. proporzionalità ξ – velocità massima, figura 6.2.1.2.b), il volume finale è maggiore per valori maggiori di μ e minori di ξ (figura 6.2.1.7)

Lo sforzo di taglio τ dipende direttamente dalla pendenza del percorso e dall'altezza di flusso (conf. formula 4.6.7) e aumenta per altezze di flusso maggiori date da tassi di erosione maggiori producendo volumi finali maggiori (figura 6.2.1.7; figura 6.2.1.8).

Anche il volume d'innesco maggiore causa maggiore sforzo di taglio τ e conseguente volume finale per le stesse relazioni sopradescritte (figura 6.2.1.8). In figura 6.2.1.8 non sono riportati i volumi finali delle simulazioni con volumi d'innesco di 10 m³ perché il flusso non ha volume d'innesco iniziale sufficiente per produrre l'altezza di flusso necessaria per raggiungere lo sforzo di taglio critico τ_c di 1kPa in abbastanza celle del DEM. Ciò ne determina l'arresto a circa 200 m dall'ubicazione dell'idrogramma con volumi finali fra 30 – 60 m³ a tempi di simulazione compresi fra 40 – 50 s.

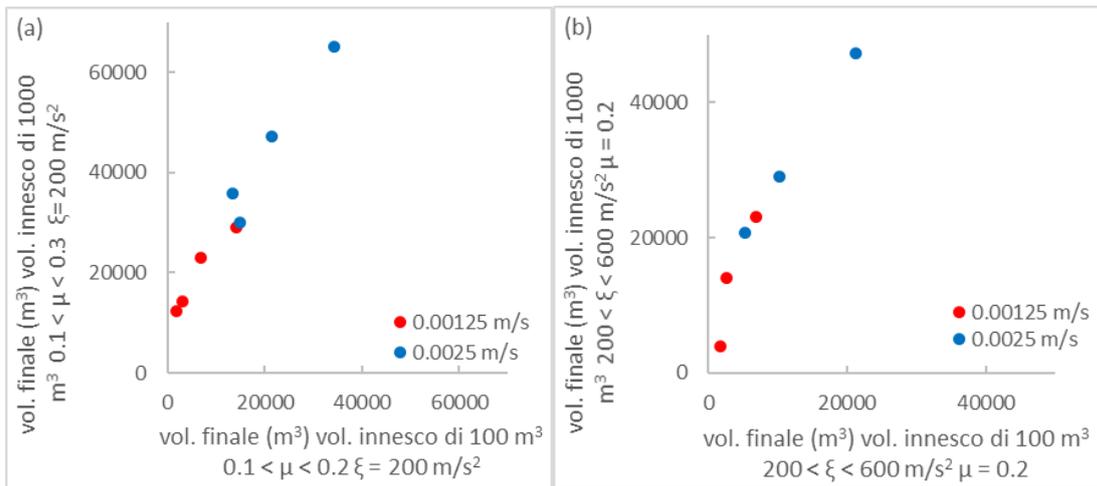


Figura 6.2.1.8: confronto del volume finale delle simulazioni con erosione con volume d’innesco di 1000 m^3 e di 100 m^3 a parità di tasso d’erosione $\frac{dz}{dt}$. Confronto del volume finale delle simulazioni con erosione con tasso d’erosione $\frac{dz}{dt}$ di 0.0250 e di 0.0125 m/s a parità di volume d’innesco.

L’aumento del volume del flusso è difficoltoso da calibrare per gli eventi poiché dipende I) sensibilmente da μ (poiché ξ deve essere mantenuto costante a 200 m/s^2 per mantenere le velocità il più possibili minori); II) sensibilmente dal tasso di erosione; III) dalla dimensione del volume d’innesco; IV) dallo sforzo di taglio critico se il volume d’innesco è estremamente piccolo; V) dal raggiungimento del criterio di arresto; VI) dal DEM pre-evento inserito, sebbene -va ricordato - che il conteso di Cancia sia estremamente particolare.

Le simulazioni con erosione non riescono sempre a riprodurre momenti sufficientemente grandi durante la loro durata massima imposta a 4000 s (Il tempo massimo è imposto a 4000 s per il costo computazionale eccessivo). Difatti, non si verifica il raggiungimento della soglia percentuale d’arresto al 10 % della somma dei momenti massimi (nonostante l’aumento dal 5 al 10 %) per le simulazioni con μ pari o superiore a 0.2 (figura 6.2.1.9). L’effetto visivo, come definito nelle premesse, è l’aumento spropositato del pattern di runout che giunge fino a 950 m s.l.m. a 200 m dal termine del canale.

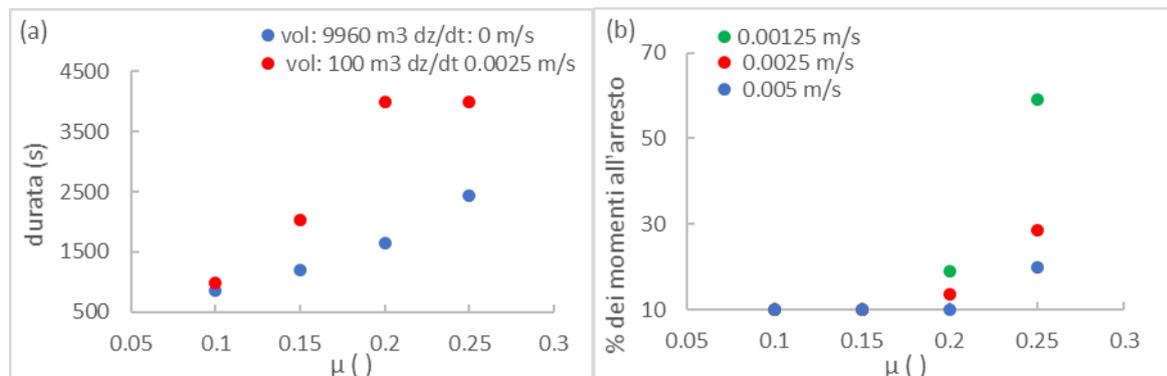


Figura 6.2.1.9: confronto della durata delle simulazioni del primo evento con tasso d’erosione di 0.0025 m/s e volume d’innesco di 100 m^3 con la durata delle simulazioni del primo evento senza erosione con volume d’innesco con idrogramma di 9960 m^3 con ξ costante a 200 m/s^2 (a). Percentuale di arresto delle simulazioni del primo evento con erosione con volume d’innesco di 100 m^3 e tasso di erosione di 0.025 m/s. 10% indica il raggiungimento del criterio di arresto; >10% indica il raggiungimento del tempo massimo a 4000 s.

La figura 6.2.1.8 evidenzia come le simulazioni con μ maggiore di 0.2 non raggiungono l’arresto al 10%, a causa del loro volume maggiore in relazione a quanto discusso

relativamente alle figure 6.1.2.7 e 6.1.2.8. Il volume dei flussi di queste simulazioni è talmente grande da rendere la loro velocità irrisoria nel prodotto fra volume e momenti nel calcolo dei momenti del flusso (conf. paragrafo 4.6, formule 4.6.9 e 4.6.10) (figura 6.2.1.10).

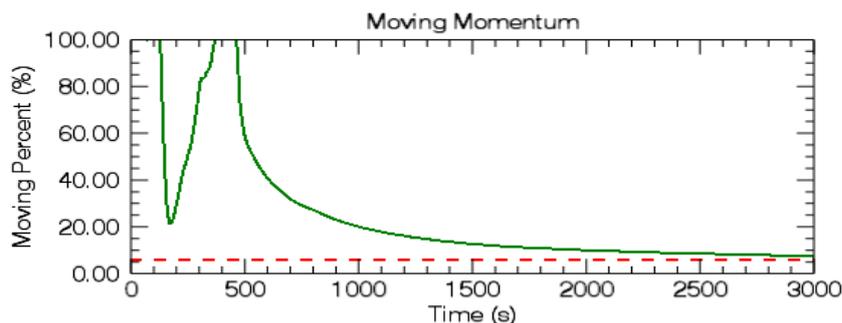


Figura 6.2.1.10: Aumento “anomalo” nel tratto inferiore del canale percorso fra 200 – 500 s della distribuzione nel tempo della percentuale del *Moving percent*, il rapporto progressivo fra la somma dei momenti del *time step* relativo e fra la somma dei momenti al *time step* in cui sono stati massimi di una simulazione d’esempio del primo evento con erosione con volume d’innesco di 100 m³, tasso d’erosione $\frac{d_z}{d_t}$ a 0.0025 m/s con μ a 0.2 e ξ a 200 m/s

Nel tratto del canale da 1350 a 1000 m s.l.m. (da 200 a 500 s in figura 6.2.1.10) il flusso aumenta talmente tanto la propria percentuale di momenti, da eguagliare e superare quelli calcolati nel tratto del canale dalla zona d’innesco a 1350 che sono massimi nella totalità delle simulazioni senza erosione. (figura 6.2.1.11). Tale condizione comporta il raggiungimento del flusso al termine del canale con la percentuale della somma di momenti anche al 100% e la conseguente esondazione in tutto il canale di debris flow su cui sorge l’abitato di Cancia.

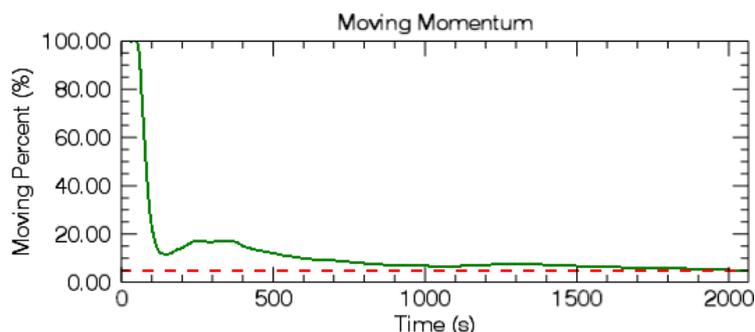


Figura 6.2.1.11: distribuzione normale nel tempo della percentuale del *Moving percent*, il rapporto progressivo fra la somma dei momenti del *time step* relativo e fra la somma dei momenti al *time step* in cui sono stati massimi di una simulazione d’esempio del primo evento senza erosione con volume d’innesco di 9960 m³, μ : 0.25 e ξ : 200 m/s.

È l’aumento di volume stesso del flusso che impedisce alle simulazioni con erosione la validità del loro criterio di arresto, nonostante esso sia stato aumentato del 10% per valori del coefficiente di frizione basale μ pari o superiore a 0.2 e col coefficiente di frizione turbolenta ξ costante a 200 m/s².

L’invalidità del criterio di arresto si accentua per flussi di ridotte dimensioni con volume d’innesco minore e con tasso di erosione $\frac{d_z}{d_t}$ minore (figura 6.2.1.12). Per tale tendenza la validità del criterio d’arresto del modello deve essere verificata per simulazioni di eventi maggiori, con volumi coinvolti maggiori.

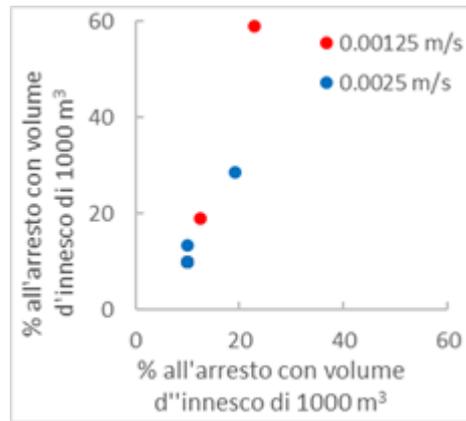


Figura 6.2.1.12. percentuali di arresto maggiori delle simulazioni del primo evento con volume d'innescò minore e tasso d'erosione $\frac{dz}{dt}$ minore a parità a di parametri reologici ($0.15 < \mu < 0.3$; $\xi = 200 \text{ m/s}^2$).

L'analisi di sensitività del *plug-in* di erosione ai DEM prima dei due eventi simulati, mostra volumi finali minori e tempi di simulazione maggiori per le simulazioni del primo evento e il contrario per le simulazioni del secondo evento (figura 6.2.1.13). La differenza topografica maggiore fra i DEM pre- evento inseriti è l'area di deposizione a 1350 m s.l.m. sgombra o colma di detrito rispettivamente per la topografia del primo e del secondo evento.

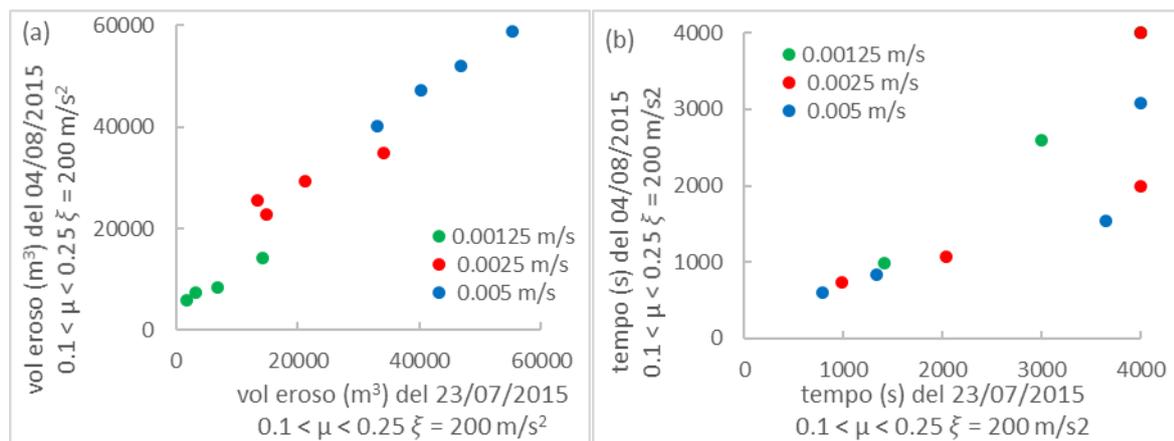


Figura 6.2.1.13: dipendenza del volume finale (a) e della durata (b) dal DEM pre- evento inserito delle simulazioni dei due eventi.

Le analisi di sensitività delle simulazioni con erosione di RAMMs – DF devono avere il coefficiente di frizione basale μ inferiore a 0.2 per arrestarsi. Il parametro determinate per le calibrazioni con erosione diventa il volume finale. La velocità massima rimane come parametro di calibrazione e per mantenere la velocità del flusso il più possibile bassa, simile a quella reale presunta (inferiore a 10 m/s). Da ciò il coefficiente di frizione turbolenta ξ deve essere mantenuto costante a 200 m/s^2 . Il pattern di runout non è più considerato poiché le simulazioni (anche con μ inferiore a 0.2) diventano eccessivamente conservative. Difatti l'invalidità del criterio di arresto è estesa anche per le simulazioni con μ inferiore a 0.2. Tale invalidità permette l'analisi delle calibrazioni degli eventi di Cancia del 2015 lungo il canale di propagazione e non al suo termine in cui la fase di arresto non è valida. Le analisi previsionali sono di difficile applicazione poiché I) il volume finale dipende da cinque parametri; II) il criterio di arresto non è valido.

Inoltre, si osserva un interessante drastico calo di velocità massime nelle simulazioni con volume d'innescò di 100 m^3 e con tasso di erosione $\frac{dz}{dt}$ di 0.00125 m/s , che si abbassano

anche a 7 m/s. Queste velocità sono molto più vicine alle velocità reali , con tuttavia volumi di flusso finali esigui di soli 10000 m³ (figura 6.2.1,14)

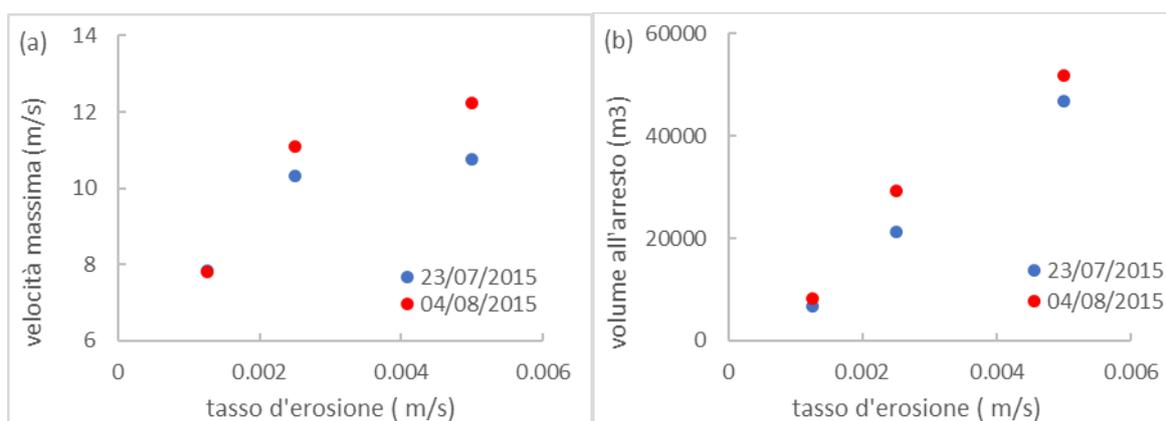


Figura 6.2.1.13: proporzionalità diretta fra tasso di erosione $\frac{dz}{dt}$ (a) e velocità massima (b) delle simulazioni con μ e ξ costanti rispettivamente a 0.2 e 200 m/s² per entrambi gli eventi di *debris flow*.

In conclusione, le analisi di sensitività delle simulazioni di RAMMs -DF permettono la calibrazione senza erosione di entrambi gli eventi del 2015 lungo il Rio Ravina di Cancia.

Più specificatamente la loro calibrazione con l'approccio "classico" senza erosione considera: I) valori elevati del coefficiente di attrito basale μ entro l'intervallo consigliato da Frank et al. (2015) e Bartlet et al. (2013) fra 0.1 e 0.3 al fine di ridurre il pattern di runout, simulato conservativo dal modello; II) 200 m/s² del coefficiente di frizione turbolenta per mantenere le velocità massime il più possibile basse al fine di ottenerne più simili a quelle reali, III) il volume d'innesco è da scegliere dalle simulazioni che presentano il pattern di runout con fuoriuscite minori dal canale di propagazione. Il tempo di simulazione non è da considera poiché influenzato dal criterio di arresto di natura empirica.

Tali dipendenze semplici permettono l'utilizzo di RAMMs con l'approccio "classico" anche per analisi previsionali di futuri eventi nel bacino di Cancia, sebbene le previsioni siano fondate maggiormente sulla velocità massima con valori senza senso fisico, piuttosto che sul pattern di runout.

Le analisi previsionali hanno dunque poco significato poiché fondate maggiormente su un parametro con grandezza fisica diversa da quella del contesto dolomitico.

Le calibrazioni con erosione degli stessi eventi con RAMMs – DF sono eseguibili ma i risultati hanno ancora meno affidabilità poiché il parametro principale di confronto del volume osservato è il volume finale simulato dipendente da cinque parametri. Questi parametri sono: I) il coefficiente μ , II) il volume d'innesco, III) il tasso d'erosione $\frac{dz}{dt}$, IV) il DEM pre-evento inserito; V) sforzo di taglio critico τ_c .

Inoltre, il loro criterio di arresto ha difficile applicazione se μ è mantenuto inferiore a 0.2. Se invece è sopra 0.2 le simulazioni non si arrestano e perdono di senso fisico. Le calibrazioni con erosione degli eventi sono dunque da considerare lungo il percorso del canale di propagazione e non oltre il suo termine a 1000 m s.l.m. in cui inizia la fase di arresto.

Le calibrazioni devono avere il coefficiente ξ costante a 200 m/s² per mantenere le velocità simili a quelle reali, ragionevolmente supposte inferiori a 10 m/s.

Il vincolo di abbassare il coefficiente μ al di sotto di 0.2, rende le calibrazioni con erosione non calibrabili coi soli parametri di erosione mantenendo gli stessi parametri reologici dati delle calibrazioni rispettive senza erosione.

Inoltre, è necessario definire un metodo per quantificare il volume d'innesco da cui applicare un tasso di erosione fissato da cui ottenere il volume finale. Tuttavia, il volume d'innesco dipende dall'intensità dell'evento che varia nel tempo come riscontrato per i due eventi temporalmente vicini nell'analisi morfometrica (conf. capitolo 5).

Tutte queste limitazioni e la scarsa affidabilità del plug – in di erosione di RAMMs - DF rendono difficilmente applicabile un'analisi previsionale di futuri eventi nel sito.

6.2.2 DAN3D

Le analisi di sensitività delle simulazioni degli eventi del 2015 a Cancia con DAN3D (McDougall, 2006) (conf. sotto- paragrafo 6.1.2 per i dati di input) riguarda i parametri reologici *Bingham* e *Voellmy* (Hung, 1995), il volume d'innesco e il parametro del modello B, *Smooth length constant*. Tale analisi quantifica la variazione di detti parametri a: 1) il pattern di runout, espresso come distanza di runout (distanza percorsa dalla posizione più a monte del volume d'innesco alla posizione più distante raggiunta dal flusso); 2) velocità massima simulata dal flusso; 3) volume del fluido all'arresto delle simulazioni (pari alla somma fra volume d'innesco, volume eroso e volume fuoriuscito dal dominio di simulazione); 4) durata delle simulazioni.

L'analisi di sensitività considera prima le simulazioni senza erosione in cui dapprima vengono valutate le prestazioni del modello con l'implementazione della reologia *Bingham* e *Voellmy*. Dopo la scelta della reologia più appropriata i parametri interni del modello vengono calibrati per una sua prestazione ottimale. Successivamente avviene l'analisi vera e propria dei parametri reologici. Alla fine, si analizza la sensitività al parametro di erosione basale.

L'analisi di sensitività al pattern di runout delle simulazioni di entrambi gli eventi con reologia *Bingham* definisce l'inadeguatezza della reologia. Infatti, nessuna combinazione di viscosità *Bingham* μ_b e sforzo di taglio critico τ_c variati rispettivamente fra 0.05 - 50 kPa/s e fra 0.00 - 100 kPa, permette di raggiungere la distanza di runout osservata di 1936 m al termine del canale di propagazione (figura 6.2.2.1)

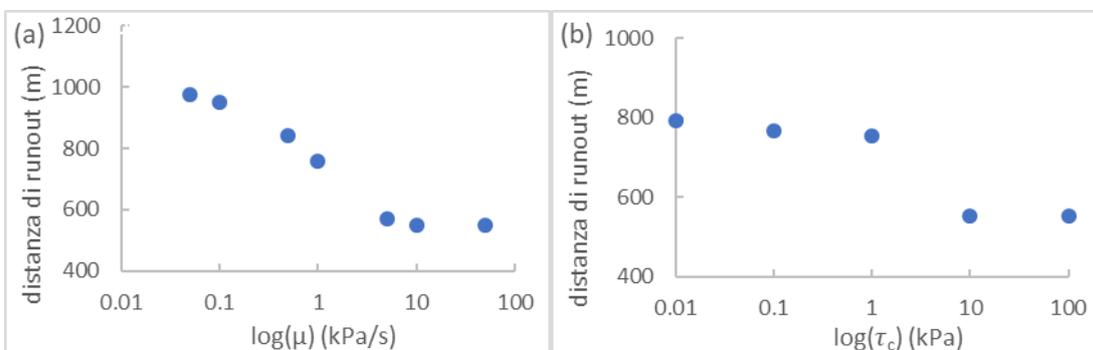


Figura 6.2.2.1: analisi di sensitività della distanza di runout dei parametri reologici Bingham μ_b , viscosità Bingham con τ_c , sforzo di taglio critico costante a 0 kPa (a) e τ_c con μ_b costante a 0.5 kPa/s (b) delle simulazioni senza erosione del primo evento col massimo volume d'innesco di 12699. 1 m³.

La reologia *Voellmy*, invece, si conferma adatta poiché le simulazioni raggiungono il termine del percorso osservato del flusso. Dall'analisi relativa si osserva che il coefficiente di attrito

basale μ variato fra 0.03 e 0.3 e il coefficiente di frizione turbolenta, ξ , fra 200 e 600 m/s² mostrano proporzionalità rispettivamente inversa e diretta col pattern di runout espresso come distanza percorsa (figura 6.2.2.2). La reologia *Voellmy* è quindi scelta come reologia per calibrare gli eventi del 2015 di Rio Ravina di Cancia. Entrambi i parametri reologici sono determinanti per il pattern di runout. Talune simulazioni presentano avulsioni lungo il canale di propagazione e in corrispondenza dei gradini fra le celle del salto in roccia a 1500 m s.l.m.

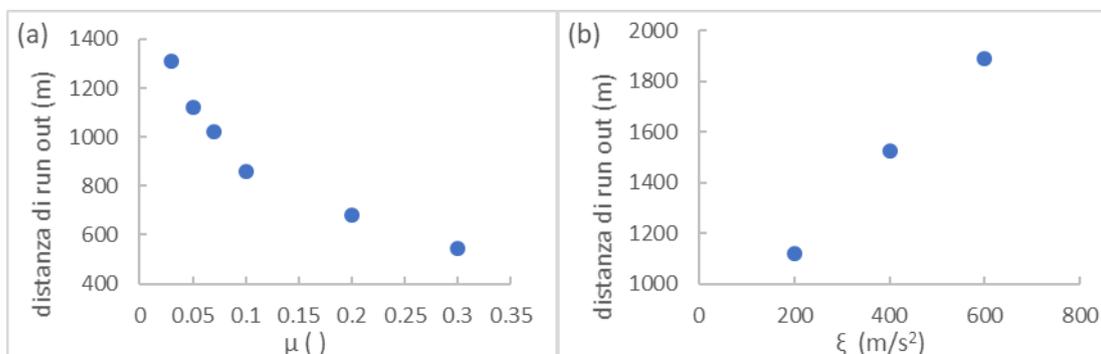


Figura 6.2.2.2: Analisi di sensitività dei parametri reologici Voellmy in cui: (a) proporzionalità inversa fra distanza di runout e coefficiente di attrito basale μ e (b) proporzionalità diretta col coefficiente di turbolenza ξ delle simulazioni senza erosione co volume d'innesco di 12699. 1 m³ del primo evento con rispettivamente ξ costante a 200 m/s² e μ costante a 0.05.

Le analisi di sensitività alla velocità massima esprime l'errata riproduzione della velocità del fluido in quanto la totalità delle simulazioni esibisce velocità superiori a 10 m/s ragionevolmente eccessive a quelle reali in ambiente dolomitico (figura 6.2.2.3). In aggiunta, le simulazioni col coefficiente μ inferiore sono eccessivamente elevate (maggiori di 40 m/s) e non presentano un andamento preciso. Non è presente una relazione chiara fra i parametri reologici e la velocità massima.

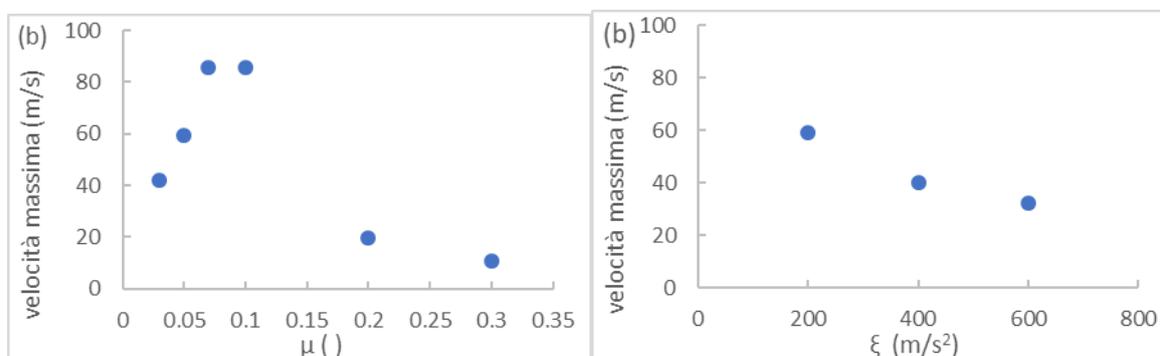


Figura 6.2.2.3: analisi di sensitività fra velocità massima e coefficiente di attrito basale μ (a) e col coefficiente di turbolenza ξ delle simulazioni senza erosione co volume d'innesco di 12699. 1 m³ del primo evento con rispettivamente ξ costante a 200 m/s² e μ costante a 0.05.

Le velocità massime raggiunte superiori a 40 m/s per le simulazioni con pattern di runout simile a quella osservata non riproducono le dinamiche degli eventi e possono generare instabilità numeriche con l'opzione attivata dell'erosione alla base del flusso (McDougall & Hungr, 2004). Tali elevate velocità massime possono essere legate all'elevata risoluzione del DEM pre- evento ricampionato a 1.3 m e ruotato di 4° in senso antiorario. Per evitare le problematiche sopradescritte, i parametri del modello *B*, *Smooth Length Constant*, e *C*, *Velocity smooth coefficient*, sono stati posti ad analisi di sensitività poiché sono parametri che influiscono maggiormente sulla stabilità numerica del modello (figura 6.2.2.4) (conf.

paragrafo 4.7; McDougall, 206). B è variato da 4 a 6 e C è rimasto a 0.01. L'aumento di B provoca l'aumento della larghezza del flusso di circa 15 m e ne riduce di 25 m la lunghezza della distanza di runout. La stabilizzazione numerica del modello non comporta la variazione delle relazioni fra parametri reologici *Voellmy* e distanza di runout pur riducendo le velocità massime sotto i 20 m/s.

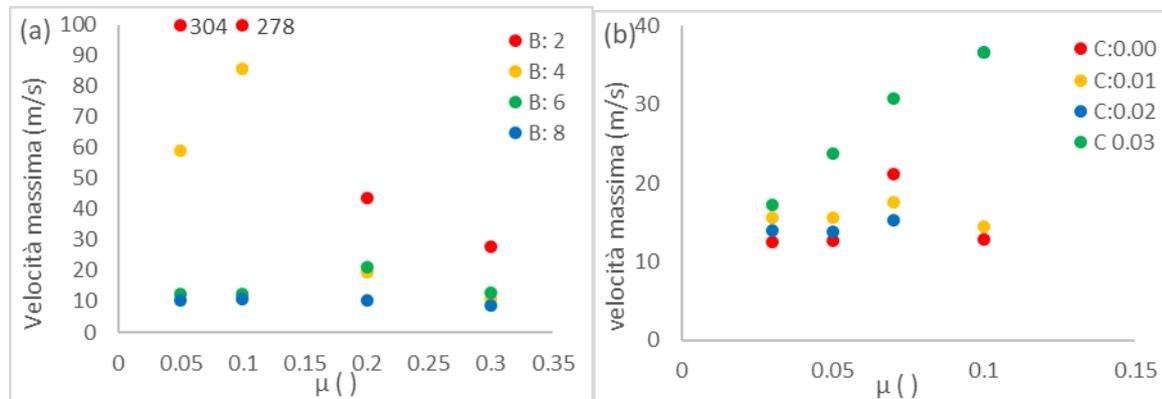


Figura 6.2.2.3: analisi di sensitività alla velocità massima al *Smooth Length Constant* B (a) e al *Velocity Smooth Coefficient* C (b) del coefficiente di attrito basale μ con ξ , coefficiente di frizione turbolenta, costante a 200 m/s^2 delle simulazioni senza erosione del primo evento con volume d'innesco di 12699.1 m^3 .

La durata delle simulazioni è sempre inferiore a 350 s. Ciò dipende dal criterio empirico di arresto posto in questo lavoro dalla soglia di velocità del centro di massa del flusso di 0.1 m/s. La durata delle simulazioni appare quindi totalmente sconnessa con la durata degli eventi. Perciò non è considerata.

L'analisi di sensitività del volume d'innesco mostra proporzionalità diretta con la distanza di runout a parità di parametri reologici *Voellmy* (figura 6.2.2.4). La dimensione e la distribuzione dei volumi d'innesco sono quindi determinanti per la simulazione degli eventi.

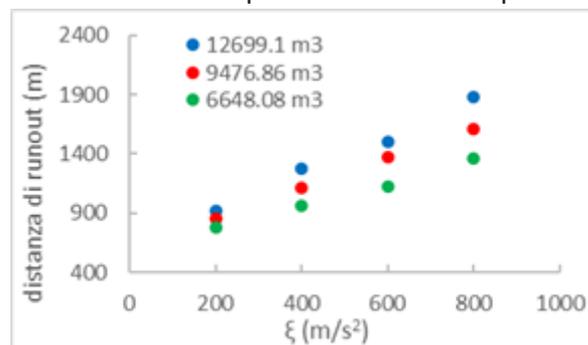


Figura 6.2.2.4: proporzionalità diretta fra distanza di runout e coefficiente di frizione turbolenta ξ con coefficiente di attrito basale μ costante a 0.05 delle simulazioni del primo evento.

Le analisi di sensitività delle simulazioni senza erosione degli eventi del 2015 di Cancia con DAN3D sono riprodotte dalla reologia *Voellmy*. La reologia Bingham non è adatta. Il metodo dinamico necessita della calibrazione dei suoi parametri propri per simulare velocità minori che se elevate potrebbe causare instabilità numerica nelle simulazioni con erosione. Il pattern di runout è il risultato di confronto determinante per calibrare gli eventi. Questo dipende da entrambi i coefficienti reologici *Voellmy*. La velocità massima non presenta proporzionalità con i parametri reologici e col volume d'innesco. Essa varia fra 15 e 25 m/s. La durata delle simulazioni non è reale poiché dipende dal criterio empirico di arresto. Il volume d'innesco influenza sensibilmente il pattern di runout: una sua errata definizione può comportare la variazione dei parametri reologici per definire la stessa distanza di

runout osservata o può rendere le simulazioni non conservative. Per questa ragione, se la calibrazione degli eventi è possibile, senza alcuna difficoltà, l'analisi preventiva per futuri eventi nel sito deve definire volumi d'innesco simili a quelli massimi utilizzati.

L'erosione di fondo canale è simulata con sola reologia *Voellmy*, data l'inadeguatezza della reologia *Bingham* per il sito di Cancia. Le simulazioni con erosione implementano unicamente i parametri reologici ottimali delle calibrazioni senza erosione del modello (McDougall & Hungr, 2004) (conf. sotto- paragrafo 6.3.2)

Le condizioni di erosione sono *unlimited supply* riflettenti lo spessore metrico delle falde di detrito erose dagli eventi osservati.

Le analisi di sensitività delle simulazioni con erosione sono condotte unicamente variando il volume d'innesco e al tasso di erosione E , parametro puramente empirico, di dubbia natura statistica per i *debris flow* e non basato su misure di campagna. Il parametro assume l'aumento del volume del flusso per *entrainment* esponenzialmente al suo spostamento. Le simulazioni aumentano la distanza di *runout* al massimo di 20 m data l'ostruzione nell'area di contenimento al termine del canale a 1000 m s.l.m. Le simulazioni mantengono le velocità massime raggiunte entro l'intervallo di 15 – 25 m/s delle simulazioni senza erosione. La durata aumenta e varia fra 250 - 410 s.

L'analisi di sensitività denota una proporzionalità diretta fra tasso di erosione E e volume finale e proporzionalità inversa fra volume d'innesco e volume finale (figura 6.2.2.5). I differenti DEM pre- evento di input non influenzano il calcolo del volume finale. L'estrema variabilità del volume finale in base al tasso di erosione e al volume d'innesco non permettono analisi preventive, poiché il volume deve essere definito in relazione al volume d'innesco dell'evento che è difficilmente definibile confrontando le sue assunzioni del modello e la dinamica fisica reale d'innesco.

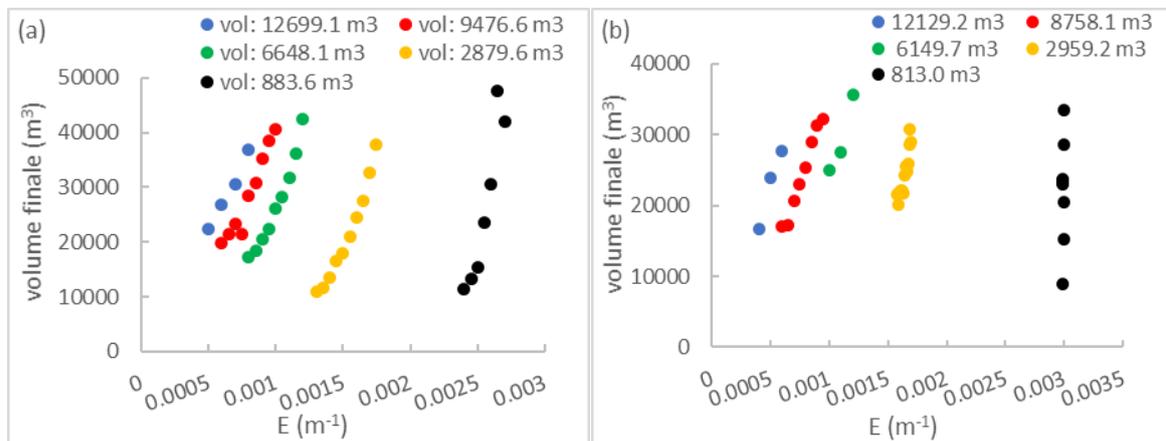


Figura 6.2.2.5: proporzionalità diretta fra tasso d'erosione E e volume finale e proporzionalità inversa fra volume d'innesco e volume finale delle simulazioni del primo evento (a) e del secondo evento con coefficiente di attrito basale μ di 0.04 e coefficiente di frizione turbolenta ξ di $600 m/s^2$ nel canale di propagazione di Rio Ravina di Cancia. In legenda sono riportati i volumi d'innesco.

L'analisi di sensitività dei volumi erosi dipende estremamente dal criterio di arresto definito dalla soglia di 0.1 m/s della velocità del centro di massa. Se la soglia sopracitata non fosse definita il volume del flusso aumenterebbe fino alla durata massima delle simulazioni (figura 6.2.2.6).

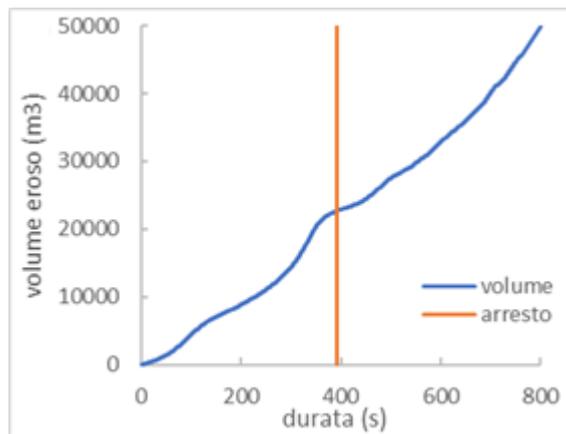


Figura 6.2.2.6: aumento di volume da erosione nel tempo prima e dopo il raggiungimento della soglia di arresto di 0.1 m/s del centro di massa di una simulazione con erosione del primo evento.

In conclusione, l'analisi di sensitività delle simulazioni senza erosione di DAN3D degli eventi del 2015 lungo il Rio Ravina di Cancia è riprodotta dalla reologia Voellmy. La reologia Bingham non è adatta. È confermata la miglior propensità della reologia Voellmy sulle reologie visco- plastiche per la simulazione di fenomeni gravitativi di tipo flusso tramite i metodi dinamici monofase. Ciò è in accordo con la corrente direzione intrapresa dai modelli numerici monofase empirico- statistici (Hungur, 2017)

L'analisi di sensitività delle simulazioni degli eventi necessita della variazione del suo parametro B, *Smooth Length Constant*, da 4 a 6 per garantire velocità massime minori, più simili a quelle reali ipotizzate inferiori a 10 m/s. Le velocità massime calcolate sono comunque irreali, comprese fra 15 e 25 m/s.

Il pattern di runout è il risultato di confronto determinante per calibrare gli eventi. Il runout simulato dipende da entrambi i coefficienti reologici Voellmy ed è influenzato dal volume d'innesco. Difatti un'errata definizione del volume d'innesco può comportare la variazione dei parametri reologici per definire la stessa distanza di runout osservata o può rendere le simulazioni di analisi preventive non conservative.

Quindi la calibrazione delle simulazioni degli eventi è possibile.

L'analisi di sensitività delle simulazioni con erosione necessita degli stessi parametri reologici ottimali della calibrazione degli eventi senza erosione. La conseguente analisi di sensitività del volume d'innesco e del tasso di erosione rende facile la calibrazione degli eventi, purché sia definito un criterio di arresto con una soglia. L'analisi preventiva degli eventi è difficilmente applicabile data l'estrema variabilità del volume finale al tasso di erosione con volumi d'innesco ridotti, inferiori a 1000 m³. La relazione del tasso di erosione medio proposta da Hungur & McDougall (2004) non è validata nel sito.

6.2.3 Limiti e possibilità di RAMMs -DF e DAN3D

Entrambi i metodi numerici dinamici simulano gli eventi del 2015 lungo il Rio Ravina di Cancia con reologia Voellmy (Voellmy, 1955) o affine. Precisamente la reologia Voellmy (Hungur, 1995) è implementata in DAN3D e la reologia Voellmy- Salm (Salm, 1993) in RAMMs- DF. Queste reologie Voellmy, presentano proporzionalità differenti dei parametri reologici coi dati di output nel sito di studio. Tali differenze rendono diverso il senso pratico dei due parametri reologici nei modelli: con RAMMs -DF è necessario aumentare μ per arrestare il flusso nell'area di deposizione a 1000 m s.l.m.; con DAN3D è necessario abbassare μ per far giungere il flusso alla suddetta area! La differenza è ancora più evidente

col coefficiente ξ : in RAMMs - DF diminuire ξ a 200 m/s^2 equivale aumentare il runout mentre in DAN3D diminuire ξ agli stessi 200 m/s^2 significa diminuire runout!

Essendo modelli dinamici, essi riproducono le velocità con tuttavia valori superiori a quelli di detti flussi inferiori a 10 m/s . RAMMs mostra una relazione fra velocità e parametri reologici, mentre DAN3D no.

Tali differenze sono in contrasto coi tentativi di considerare allo stesso modo i parametri reologici dei risultati di risoluzioni numeriche diverse. Tali tentativi classificano i parametri reologici delle simulazioni in tipologie di fenomeni (Schiedl et al., 2013). Secondo tale tendenza i valori $0.03 - 0.05$ del parametro reologico *Voellmy* μ di DAN3D riproducenti il runout osservato, rendono considerabili le simulazioni di debris flow di Rio Ravina di Cancia come valanghe di neve. Tale anomalia evidenzia la particolarità dei casi di simulazione.

Come detto, la differenza fra i valori *Voellmy* – Salm μ di $0.2 - 0.25$ implementati in RAMMs - DF coi valori *Voellmy* μ di $0.03 - 0.05$ implementati in DAN3D che descrivono pattern di runout simile, è in contrasto con la similarità dei parametri reologici dei due metodi dinamici riscontrata da Schraml et al. (2015).

Le simulazioni senza erosione di RAMMs entro l'intervallo di parametri reologici suddetto e con le relative relazioni col pattern di runout e velocità sono sempre conservative nel sito di studio sebbene fondate su velocità massime non reali. Le simulazioni di DAN3D entro l'intervallo dei suddetti parametri reologici e con le relative relazioni sono conservative, seppur meno poiché il pattern di runout è dipendente dalla dimensione del volume d'innesco. La conservatività dei due modelli rende possibile la calibrazione delle loro simulazioni nel sito di Cancia.

I parametri di calibrazione per le simulazioni senza erosione di RAMMs -DF sono la distanza di runout e la velocità massima (conf. sotto- paragrafo 6.2.1) e per quelle di DAN3D la sola distanza di runout (conf. sotto- paragrafo 6.2.1). Per quanto sopradescritto la calibrazione deve essere attenta in entrambi i modelli.

La conservatività sopradescritta dei modelli permette per entrambi i metodi l'analisi previsionali a Cancia con simulazioni di futuri eventi. Esse sono da valutare però con attenzione perché: in RAMMs -DF sarebbero basate di più sulla velocità massima, con valore atteso diverso dalla fisica del sistema, piuttosto che sul pattern di runout; in DAN3D sarebbero dipendenti dalla definizione del volume d'innesco.

I parametri dei due modelli sono difficilmente confrontabili se è analizzato anche i loro approccio erosivo basale del flusso. L'approccio erosivo in DAN3D è semplice: i parametri di erosione sono sconnessi dai parametri reologici. Essendo in RAMMs -DF l'approccio più complesso (e basato su misure di campagna) i parametri di erosione influenzano i parametri reologici. Ciò rende necessaria una nuova analisi di sensitività per i parametri reologici delle simulazioni con erosione.

Il parametro di erosione di DAN3D dipende solo dal volume d'innesco e dalla definizione di un criterio di arresto di soglia. I parametri dipendenti dall'erosione di RAMMs invece sono molteplici: volume d'innesco, parametri reologici, tasso di erosione, validità del criterio d'arresto, sforzo di taglio critico e DEM pre- evento inserito.

Il numero ridotto di parametri di dipendenza dell'erosione di DAN3D ne rende la calibrazione delle simulazioni semplice. Al contrario, in RAMMs- DF il vasto numero di parametri di dipendenza fra i quali i parametri reologici stessi, rende la calibrazione più difficile anche perché l'analisi di sensitività dei parametri di erosione di RAMMs – DF è

complessa da interpretare con senso critico sempre a causa del vasto numero di parametri di dipendenza dell'erosione basale del flusso.

Entrambi i modelli non riproducono l'innescò fisico dei debris flow di Cancia per erosione superficiale idraulica di fondo canale: ciò che è definito erosione è un artificio per simulare l'entrainment dei flussi per evitare di sovrastimare l'area inondata nei tratti iniziali del canale. È questa la ragione per cui entrambi gli approcci di erosione sono sempre dipendenti dal volume d'innescò.

La calibrazione con erosione degli eventi del 2015 è fattibile per entrambi gli eventi, sebbene: DAN3D necessita assolutamente un criterio di arresto basato su una soglia e RAMMs – DF debba avere μ inferiore a 0.2 per raggiungere il criterio di arresto nel sito.

In aggiunta, le calibrazioni di RAMMs – DF sono da analizzare nel tratto di percorrenza del flusso, non nel tratto di deposizione poiché il criterio di arresto presenta comunque le problematiche connesse al criterio di arresto. Il parametro di calibrazione principale è il cambiamento di volume netto mobilitato al termine degli eventi per le simulazioni con erosione di entrambi gli eventi. Quelle con RAMMs -DF hanno anche la velocità massima considerata inferiore a 10/s. Al contrario quelle con DAN3D hanno il pattern di runout.

L'analisi preventiva di eventi futuri nel sito tramite simulazioni con erosione è complessa poiché il volume finale delle simulazioni di entrambi i metodi dinamici dipende sensibilmente dal volume d'innescò. Al contrario il volume mobilitato dagli eventi reali dipende dalle dinamiche erosivo- deposizionale piuttosto che dal volume d'innescò, che è nullo se definito come dall'approccio *block release* o della *source area*.

In aggiunta, l'erosione di RAMMs è dipendente anche dalle variazioni topografiche oltre che dagli altri parametri definibili in un intervallo standard per il sito. Ciò connesso all'invalidità del criterio di arresto non permette analisi preventive con RAMM- DF.

Il volume finale di DAN3D dipende molto più dal volume d'innescò a parità di tasso di erosione rispetto a RAMMs. La sensitività del volume finale al volume d'innescò e al tasso di erosione è estrema (conf. figura 6.2.2.4). Ciò non rende l'analisi preventiva difficilmente applicabile con DAN3D.

In conclusione, la calibrazione delle simulazioni senza erosione di RAMMs e DAN3D è possibile, nonostante il diverso senso pratico dei loro parametri reologici riscontrato nella loro analisi di sensitività. I parametri di calibrazione per le simulazioni senza erosione di RAMMs -DF sono pattern di runout e la velocità inferiore a 10 m/s. L'unico parametro di calibrazione con DAN3D è il pattern di runout. L'analisi preventiva con simulazioni senza erosione lungo il rio Ravina di Cancia è possibile. La calibrazione delle simulazioni con erosione coi modelli è possibile, sebbene le simulazioni di RAMMs siano da considerare solo lungo il tratto percorso e non nell'area di deposizione del canale a causa dell'invalidità del criterio di arresto. I parametri di calibrazione per RAMMs- DF sono il volume osservato e la velocità inferiore a 10 m/s. I parametri di calibrazione per DAN3D sono il volume osservato e la distanza di runout osservata. Analisi preventive con simulazione con erosione con DAN3D sono di difficile applicazione a causa della variabilità estrema del volume finale col tasso di erosione. Le stesse analisi con le simulazioni con erosione di RAMMs non sono possibili a causa dell'invalidità del criterio di arresto.

6.3 Risultati di calibrazione

La procedura di calibrazione consiste nel confronto dei parametri di calibrazione coi parametri dell'analisi di sensitività dati dai parametri reologici, del volume d'innescò e dei

parametri di DAN3D (McDougall & Hungr, 2004) e RAMMs – DF (Frank et al., 2015). Questi sono metodi numerici dinamici basati sulle equazioni di laminazione di piena di De Saint Venant in 2 dimensioni con lo spessore dato dall'assunzione delle acque basse (*shallow water assumption*). L'attrito opposto allo scorrimento del fluido monofase è dato dalla reologia *Voellmy* per DAN3D e *Voellmy – Salm* per RAMMs. Tali reologie semplificano la fisica interna del flusso.

La calibrazione degli eventi è stata eseguita su simulazioni con l'approccio "classico" che non considera l'erosione e l'*entrainment* del detrito di fondo canale nel flusso. È eseguita anche la calibrazione sulle simulazioni dei medesimi eventi con tale dinamica esercitata dalla base del flusso. I risultati di queste calibrazioni sono sintetizzati, discussi e confrontati separatamente per metodo numerico in differenti sotto- paragrafi. Il sotto- paragrafo 6.3.1 riguarda RAMMs -DF; il sotto- paragrafo 6.3.2 riguarda DAN3D. L'ultimo sotto- paragrafo riguarda il confronto dei risultati calibrati rispettivi senza e con erosione per illustrare i limiti e i vantaggi dei metodi numerici.

6.3.1 RAMMs -DF

I parametri di calibrazione per le simulazioni senza erosione degli eventi con RAMMs -DF erosione (conf. paragrafo 6.1.1 per dati di input) sono il pattern di runout osservato, espresso come distanza omonima di 1936 m, e la velocità massima ipotizzata ragionevolmente sotto i 10 m/s. La scelta di questi soli parametri di calibrazione è data dall'analisi di sensitività dei parametri reologici e delle relative proporzionalità e indipendenze ai valori simulati confrontati coi corrispondenti parametri osservati. Il volume osservato non è considerato poiché le simulazioni senza erosione non variano il volume del flusso. La durata osservata dell'evento non è considerata poiché la durata simulata dipende dal criterio di arresto empirico, non fisico (conf. paragrafo 6.2.1). I risultati delle simulazioni calibrate sono descritti coi parametri reologici e differenti volumi d'innescò riportati in tabella 6.3.1.1.

	23/07/2015	osservato	04/08/2015	osservato
volume d'innescò (m ³)	9962.3		13917.4	
coeff. di attrito basale μ ()	0.25		0.25	
coeff. di turbolenza ξ (m/s ²)	200		200	
distanza di <i>runout</i> (m)	1936	1936	1936	1936
velocità massima (m/s)	12.62	< 10	12.97	<10
tempo di simulazione (s)	2070		1660	
volume finale (m ³)	9962.3		13917.4	

Tabella 6.3.1.1: parametri di input (volume d'innescò, coefficiente di attrito basale, coefficiente di turbolenza) risultati (distanza di runout, velocità massima, tempo di simulazione, volume finale) delle simulazioni calibrate dei due eventi e parametri di calibrazione da dati osservati.

L'area inondata dalle simulazioni calibrate di entrambi gli eventi rimane confinata prevalentemente lungo il canale di propagazione ad eccezione di lievi fuoriuscite nel tratto da 1500 a 1350 m s.l.m. lungo cui la larghezza della sezione del canale è ridotta per l'incisione di eventi precedenti. Al termine del tratto descritto il flusso fuoriesce perché si accumula interamente per 100 s di simulazione nell'area di deposizione essendo rilasciato nello stesso istante di tempo iniziale.

Tale rilascio istantaneo è assimilabile alla simulazione del flusso in un unico impulso in accordo con quanto asserito da Bartlet et al. (2013). Tale accumulo eccessivo permette al flusso di superare la barriera di divisione la rete idrografica del sottobacino di destra. Tale

fuoriuscita del flusso è causata anche dalla sovrastima del volume d'innesco, in quanto il flusso è originato e aumentato per entrainment da erosione lungo il suo percorso nel tratto dall'innesco a 1680 m s.l.m. alla prima area di deposizione principale a 1350 m s.l.m. Difatti, nel tratto la deposizione è poco rilevante come evidenziato dall'analisi morfometrica degli eventi (conf. capitolo 5). Ciò è in accordo con quanto asserito da Frank et al. (2015).

Il flusso non fuoriesce durante il suo primo impulso per le cause sopradescritte nel tratto da 1300 a 1350 m s.l.m. poiché nell'area di deposizione a 1350 m s.l.m. è trattenuto totalmente e rilasciato gradualmente (figura 6.3.1.1). In tale area il flusso non si deposita mai totalmente poiché la portata non giunge mai a zero.

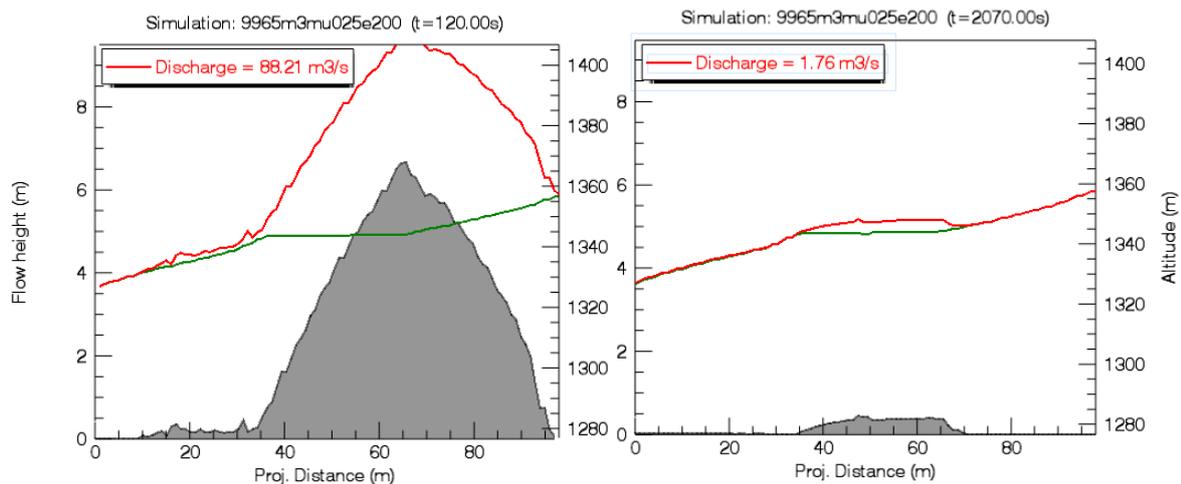


Figura 6.3.1.1: profilo longitudinale al flusso della simulazione calibrata senza erosione del 04/08/2015. In cui trattenimento del flusso nell'area di deposizione 1350 m s.l.m. al suo arrivo a 120 ed evidenza di assenza di un meccanismo di deposizione nell'area data dalla portata diversa da zero a 2070 s.

Il rilascio graduale del flusso dall'area suddetta diminuisce la sua altezza massima e impedisce al flusso di fuoriuscire col meccanismo del tratto precedentemente descritto. Nella parte successiva del canale il flusso fuoriesce in corrispondenza dei tratti in cui non è confinato. Questi tratti sono in prossimità dell'ubicazione rete stradale dove è vicina al percorso dei debris flow. Il flusso fuoriesce gradualmente avendo modo di espandersi gradualmente a causa del flusso continuo rilasciato costantemente dall'area a 1350 m s.l.m. Per la stessa ragione il flusso si espande a destra dell'area a 1000 m. s.l.m. (figura 6.3.1.2)

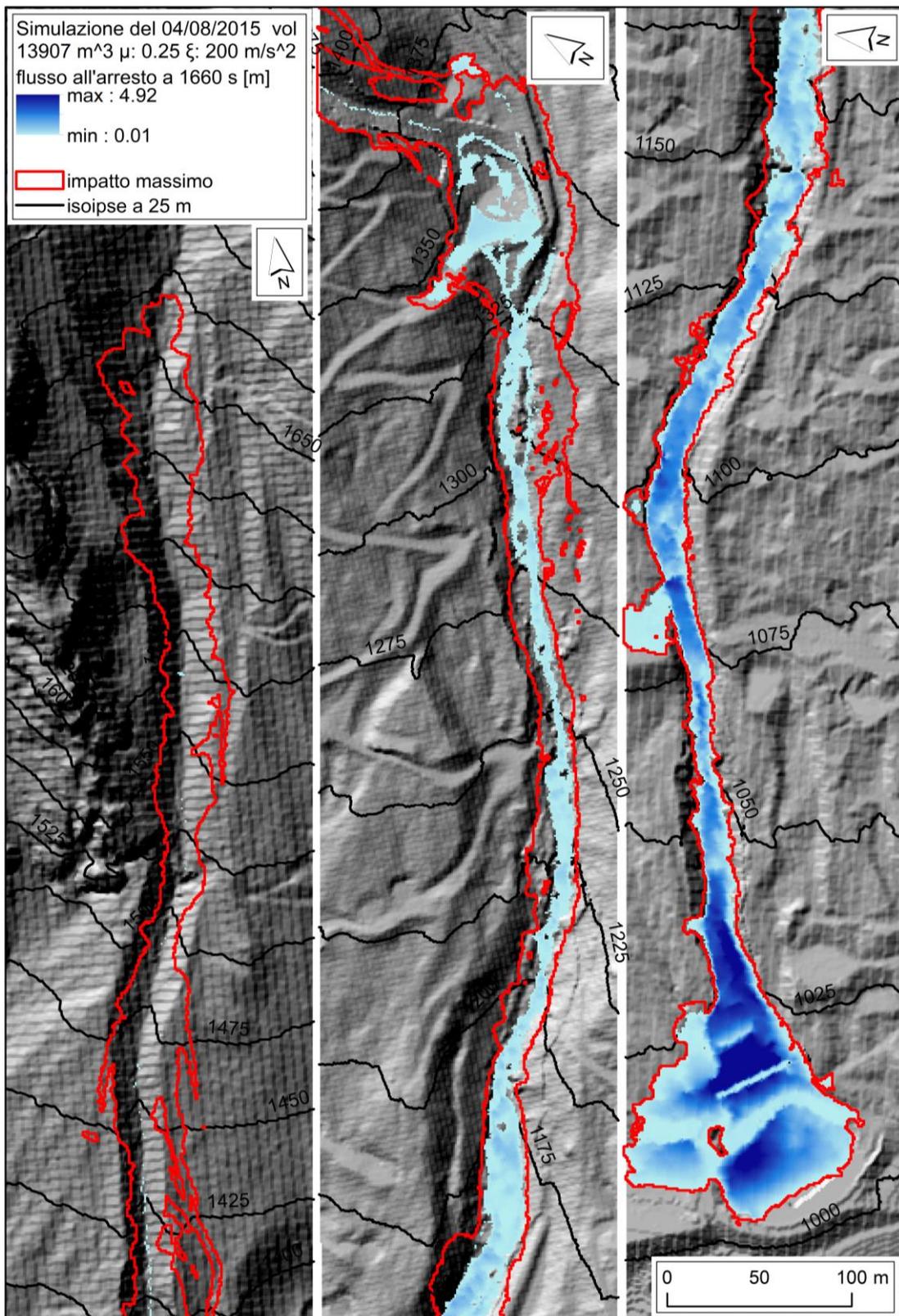


Figura 6.3.1.2: risultati della simulazione di RAMMs -DF con parametri calibrati senza erosione: area inondata e altezza del deposito del 04/08/2015.

Il rilascio graduale del flusso dall'area suddetta diminuisce la sua altezza massima e impedisce al flusso di fuoriuscire col meccanismo del tratto precedentemente descritto. Nella parte successiva del canale il flusso fuoriesce in corrispondenza dei tratti in cui non è confinato. Questi tratti sono in prossimità dell'ubicazione della rete stradale dove è vicina

al percorso dei debris flow. Il flusso fuoriesce gradualmente avendo modo di espandersi gradualmente a causa del flusso continuo rilasciato costantemente dall'area a 1350 m s.l.m.

Per la stessa ragione il flusso si espande sul lato idrografico destro nell'area di deposizione a 1000 m. s.l.m.

Il sopradescritto rilascio graduale del flusso evidenzia l'incapacità di RAMMs – DF di simulare la deposizione nell'area fino a quando il criterio di arresto non è raggiunto. La dinamica avviene lungo tutto il percorso del flusso. Ciò spiega perché il flusso tende ad accumularsi al termine del percorso, più precisamente nella parte terminale del tratto da 1350 a 1000 m s.l.m. e nell'area di deposizione a al termine del canale a 1000 m. s.l.m. Il flusso si accumula negli altri tratti del canale a causa delle opere di mitigazione minori che formano delle depressioni lungo il percorso del flusso. La maggiore depressione è l'area di deposizione a 1000 m s.l.m. che forma un ampio bacino col suo rilevato perimetrale. Tale dinamica di deposizione è profondamente diversa delle dinamiche erosivo- deposizionali dedotte dal cambiamento di volume netto mobilitato al termine degli eventi (CVN). Difatti, il VCN mostra deposizione per dispersione della frazione volumetrica fluida e conseguente perdita di capacità del fluido di mantenere in carico i sedimenti. La deposizione per contenimento in depressioni e per raggiungimento del criterio di arresto del fluido monofase simulato da RAMMs non ha alcuna analogia fisica con le dinamiche deposizionali osservate le quali sono profondamente influenzate da quelle erosive (conf. paragrafo 5.5). La deposizione laterale del flusso, per aggradazione dei tratti inattivi del canale non è simulata. Difatti questa aggradazione avviene fisicamente prevalentemente durante l'acme più impulsivi. Le sezioni di flusso massimo, assumibili per quanto discusso, all'unico impulso del flusso, mostrano la concentrazione del flusso nella sua direzione di scorrimento senza espandersi lateralmente in maniera significativa entro il canale (figura 6.3.1.3). Si noti come l'altezza del flusso sia anche fino a 4 m nel tratto iniziale e sia minore nel tratto finale per il trattenimento discusso del flusso.

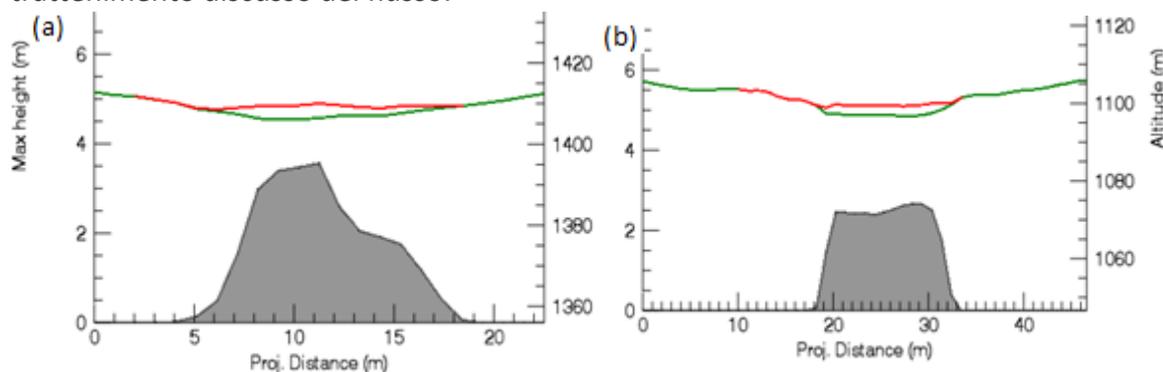


Figura 6.3.1.3: sezioni trasversali alla direzione di flusso dalla destra alla sinistra idrografica del canale dei risultati della simulazione con RAMMs-DF senza erosione del 04/08/2015 a 1400 m s.l.m. (a) e a 1075 m s.l.m. (b) quest'ultima in corrispondenza del ponte stradale i cui margini del canale a 18 e a 33 m sono le sue spalle.

La velocità massima simulata dalle simulazioni calibrate di entrambi gli eventi è maggiore di 10 m/s, con valori quindi superiori a quelli ragionevoli inferiori di 10 m/s. Tali valori di velocità estremamente elevati rendono i risultati delle calibrazioni di RAMMs- DF incerti in quanto le velocità scelte non rispecchiano la fisica del fenomeno.

La velocità massima del flusso è proporzionale alla pendenza del suo percorso. Difatti, le velocità massime sono maggiori nel tratto del canale da 1680 m s.l.m. a 1350 m s.l.m. in cui

la pendenza media è di 24.5° . Esse sono minori nel tratto da 1350 a 1000 m s.l.m. in cui la pendenza è di 12.5° (conf. paragrafo 5.5, figura 6.3.1.4).

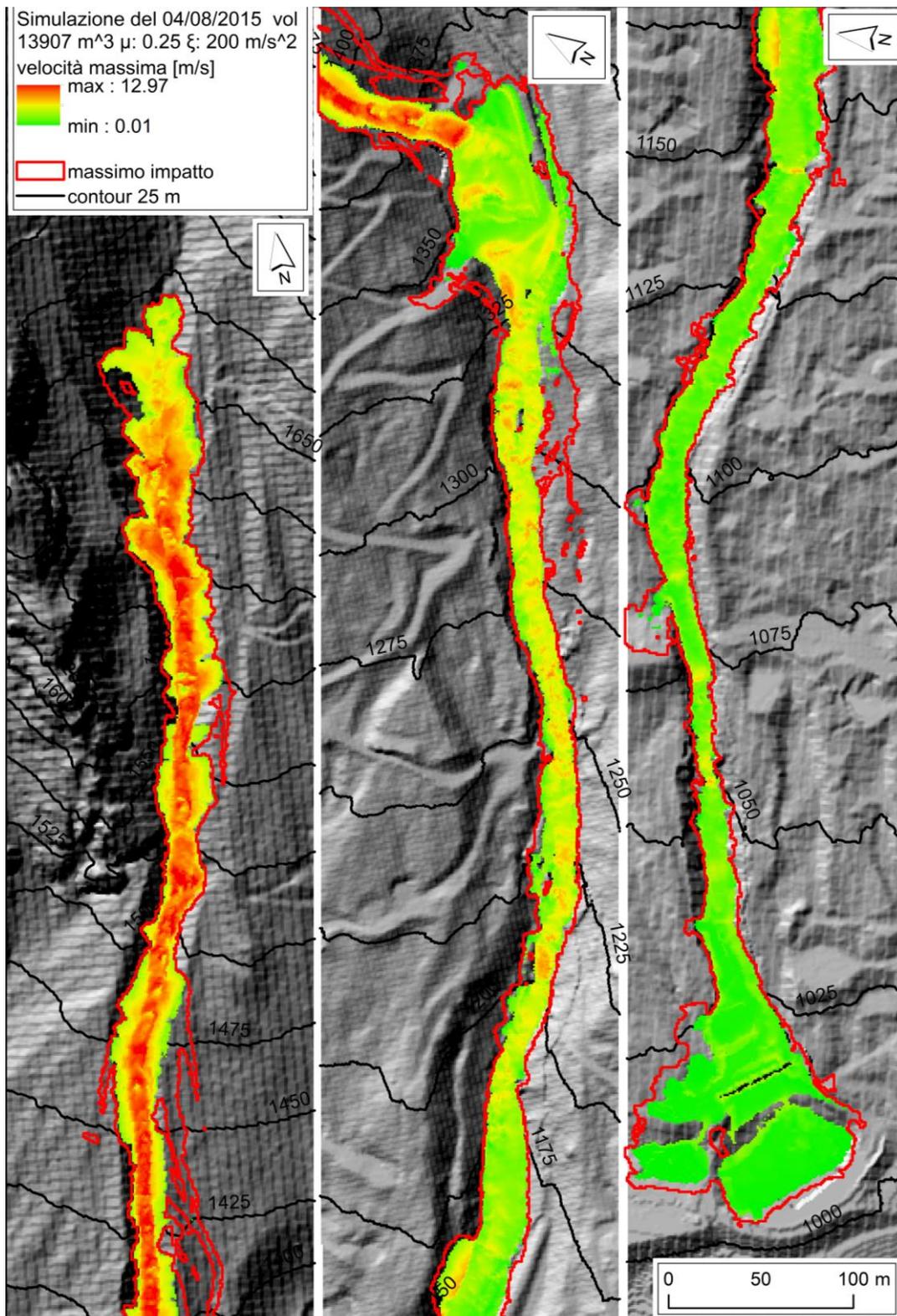


Figura 6.3.1.4: Risultati della simulazione con RAMMS- DF con parametri calibrati senza erosione: velocità dell'evento del 04/08/2015.

Il confronto *time-lapse* della propagazione del flusso e delle sue velocità lungo il canale mostra che la velocità maggiore e minore del flusso è anche influenzata dal suo

trattenimento dell'area di deposizione a 1350 m s.l.m. Difatti, il flusso, raggiunta tale area diminuisce drasticamente le proprie velocità.

Indipendentemente dalla causa, la distribuzione di velocità del flusso nel canale segue intuitivamente la fisica del fenomeno per cui le velocità maggiori sono causate da tratti con pendenza maggiore. Il calo di velocità del flusso nell'area a 1350 m s.l.m. è verosimile pur non depositando il fluido la sua frazione solida come è avvenuto per i meccanismi deposizionali sopradescritti.

Il criterio di arresto è valido ed è valida la relazione di Bartlet et al. (2013) per cui il coefficiente di attrito basale è circa uguale all'arcotangente dalla pendenza media dell'area di deposizione assunta come il tratto di alternanza di erosione e deposizione netta (12.5°)

Le calibrazioni con erosione degli eventi con RAMMs – DF (conf. sotto- paragrafo 6.1.1 per i dati di input) usano come parametri di calibrazione la velocità supposta inferiore a 10 m/s e il VCN definito nei risultati dell'analisi morfometrica. I pattern di runout non è più considerato per l'invalidità del criterio di arresto col plug – in di erosione. Difatti i risultati delle simulazioni calibrate discussi (tabella 6.3.1.2) sono da considerarsi validi nel tratto percorso dal flusso e non nel tratto in cui è simulata deposizione prevalente (conf. sotto- paragrafo 6.2.1).

	23/07/2015	osservato	04/08/2015	Osservato
volume d'innesco (m ³)	100		100	
coeff. di attrito basale μ ()	0.15		0.15	
coeff. di turbolenza ξ (m/s ²)	200		200	
tasso di erosione $\frac{d_z}{d_t}$	0.025		0.025	
distanza di <i>runout</i> (m)	>>1936		>>1936	
velocità massima (m/s)	10.96	< 10	12.52	< 10
tempo di simulazione (s)	2035		2590	
volume finale (m ³)	13323	28849.44	25432	24277.96
erosione verticale massima (m)	3.37		5.12	

Tabella 6.3.1.2: parametri di input (volume d'innesco, coefficiente di attrito basale, coefficiente di turbolenza, tasso di erosione) risultati (distanza di runout, velocità massima, tempo di simulazione, volume finale) delle simulazioni calibrate dei due eventi coi parametri di calibrazione da dati osservati.

Le calibrazioni degli eventi con erosione mostrano le stesse caratteristiche delle simulazioni senza erosione: I) flusso in un unico impulso; II) incapacità di deposizione lungo il percorso se non al raggiungimento del tempo di arresto e in locali depressioni del percorso; III) accumulo e rilascio graduale del flusso nell'area di deposizione a 1350 m s.l.m.; IV) accumulo di tutto il volume del flusso al termine del percorso; V) dinamica di deposizione diversa dalla dinamica deposizionale ricostruita; VI) sezioni di flusso strette e alte, diverse da quelle reali più larghe e più basse; VII) distribuzione di velocità massime in maniera proporzionale alla pendenza percorsa.

In contrasto, i flussi delle calibrazioni con erosione inondano meno area lateralmente al loro percorso, tanto da evitare la fuoriuscita dal canale di propagazione lungo tutta la sua estensione ad eccezione dell'area di deposizione a 1350 m s.l.m. in cui il flusso si accumula e oltrepassa la barriera di divisione dall'affluente di sinistra idrografica (figura 6.3.1.5). Questa fuoriuscita è però minore rispetto alle calibrazioni senza erosione perché il volume del flusso è minore. Il volume minore del flusso non causa fuoriuscite dal resto del canale poiché le sue massime altezze e le velocità massime nel tratto del canale sono minori.

Queste sono proporzionate ai tratti iniziali del percorso in cui il volume del flusso per gli eventi osservati è minore e aumentano dopo per erosione confermando Frank et al. (2015).

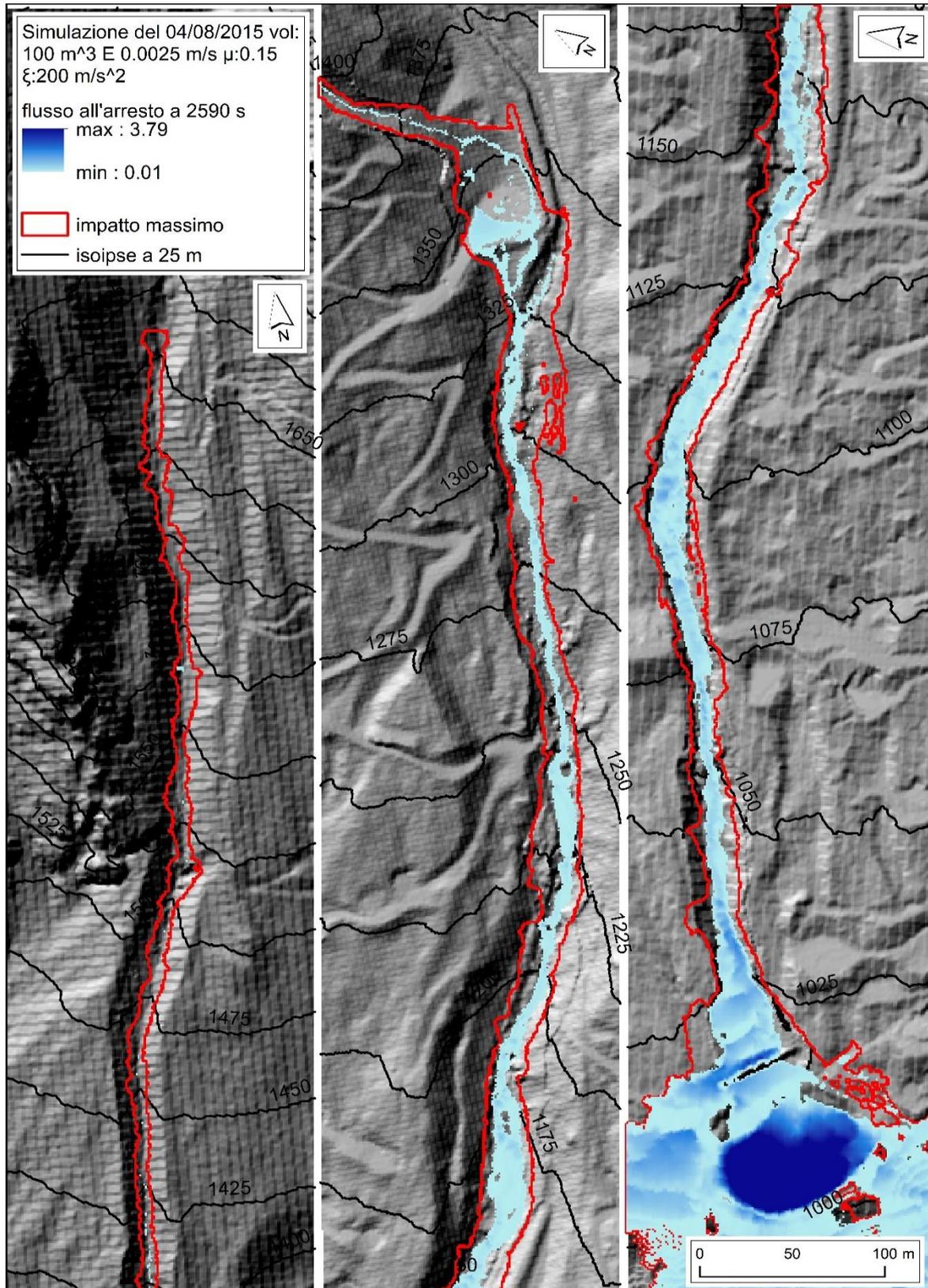


Figura 6.3.1.5: Risultati della simulazione RAMMs- DF con parametri calibrati con erosione: altezza del deposito dell'evento del 04/08/2015.

Degno di nota è l'aumento dell'altezza e della larghezza delle sezioni di flusso massimo nel tratto terminale del canale di propagazione (figura 6.3.1.6) a causa dell'erosione simulata.

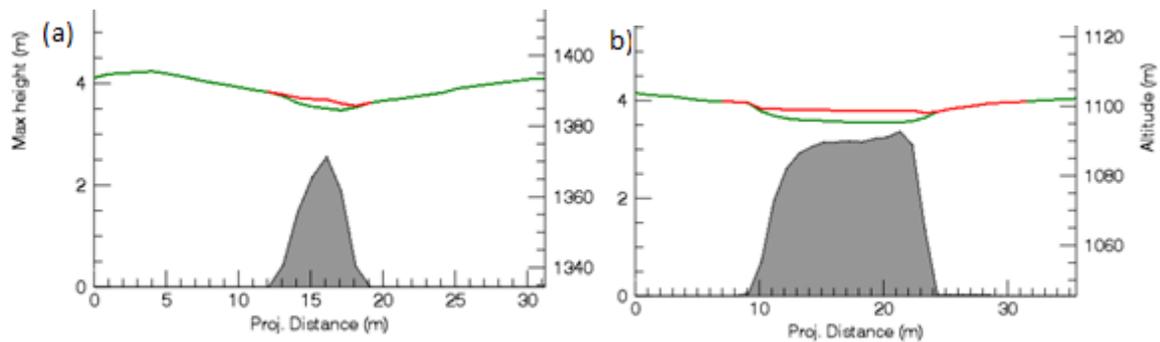


Figura 6.3.1.6: sezioni trasversali alla direzione di flusso dalla destra alla sinistra idrografica del canale di della simulazione con parametri calibrati con erosione dell'evento del 04/08/2015 a 1400 m s.l.m. (a) e a 1075 m s.l.m. (b) quest'ultima in corrispondenza del ponte stradale i cui margini del canale a 18 e a 33 m sono le sue spalle.

L'area depositata e inondata al termine del percorso del fluido non è da considerare a causa dell'invalidità del criterio di arresto nel sito. Difatti, l'aumento di volume del flusso a causa dell'implementazione del modulo di erosione varia il bilancio di massa del flusso su cui si basa il suo criterio di arresto. Il flusso non ha modo di espandersi nel tratto da 1350 a 1000 m s.l.m. e quindi non ha modo di diminuire sensibilmente la velocità che mantenendosi elevata permette il calcolo di sforzi di taglio τ maggiori alla base del flusso. Tali sforzi crescenti permettono il mantenimento dell'attivazione del tasso di erosione potenziale e_m (conf, capitolo 4.6, formula 4.6.7) Ciò causa un aumento anomalo di volume che impedisce al flusso di diminuire la propria percentuale di somma dei momenti massimi poiché essi vengono calcolati come percentuale al 100% in quei tempi di simulazione a 200 -300 s al termine del canale (figura 6.3.1.6). L'arresto avviene quindi successivamente quando il flusso si espande senza erodere sul conoide di colata detritica su cui sorge l'abitato di Cancia (tempo da 600 a 300 s in figura 6.3.1.6.a). Sul conoide il flusso non è confinato e ha altezze di flusso basse tali da evitare il raggiungimento dello sforzo di taglio critico τ_c e da non aumentare ancora di volume. La fine dell'entrainment simulato assieme alla diminuzione della velocità del flusso per l'espansione laterale marcata permette la diminuzione della percentuale della somma dei momenti massimi.

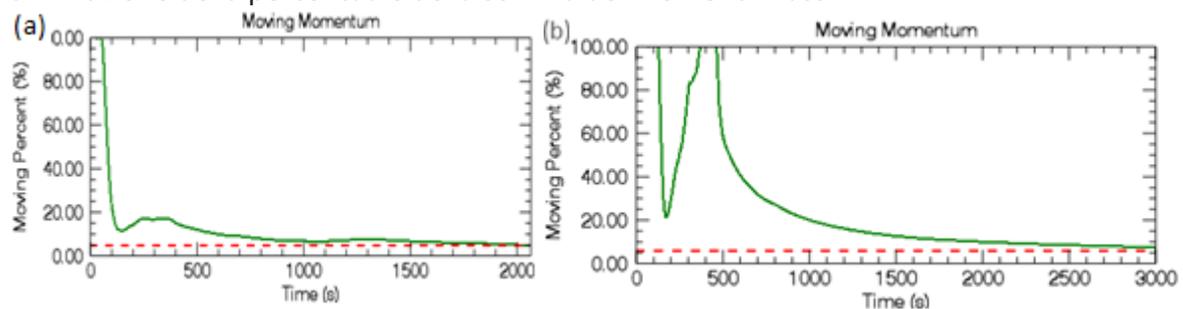


Figura 6.3.1.6: percentuale del rapporto fra somma dei momenti massimi nel *time step* raggiunto con somma dei momenti al *time step* in cui sono stati massimi della simulazione con parametri calibrati dell'evento del 04/08/2015 senza erosione (a) e con erosione (b),

L' aumento del volume del flusso è progressivo, siccome all'inizio del percorso (tratto 1680 - 1350 m s.l.m.) il flusso aumenta meno essendo l'erosione potenziale e_m . Tle parametro è proporzionale allo sforzo di taglio alla base del fluido τ che è proporzionale a sua volta alla massima altezza di flusso data dal volume del flusso stesso (poiché simulato in un unico impulso). Difatti l'erosione inizia in ogni ubicazione percorso del flusso quando è superato lo sforzo di taglio critico τ_c alla base del flusso. L'erosione poi aumenta in relazione al tasso

d'erosione $\frac{d_z}{d_t}$ di 0.025 m/s fino al tempo in cui è raggiunta l'altezza massima del flusso (figura 6.3.1.7).

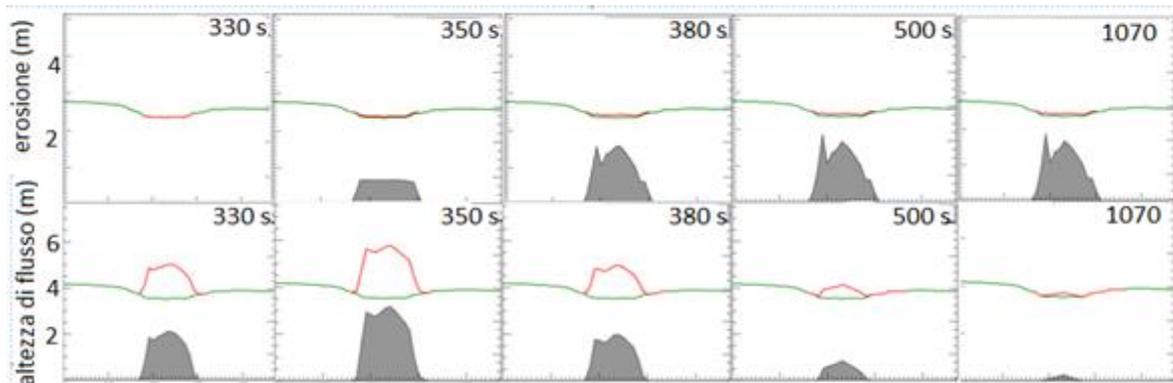


Figura 6.3.1.7: profondità di erosione (in alto) e altezza di flusso (in basso) in sezione trasversale al canale a 1125 m s.l.m. della calibrazione con parametri calibrati con erosione dell'evento del 04/08/2015. Non avviene erosione a 330 s poiché l'altezza di flusso non è sufficientemente elevata per oltrepassare lo sforzo di taglio critico τ_c di 1 kPa. Lo stesso sforzo è superato a 350 e dunque inizia l'erosione. L'altezza massima del flusso è raggiunta a 380 s e dunque l'erosione termina fino alla fine della simulazione a 1070 s.

L'erosione inizia immediatamente dopo il rilascio con igrogramma con crescita ridotta di volume nel tratto iniziale fra 1680 -1350 m s.l.m. del canale di propagazione rispetto a quanto osservato dal cambiamento di volume netto mobilitato al termine degli eventi. (tempo fra 0 -200 s in figura 6.3.1.8).

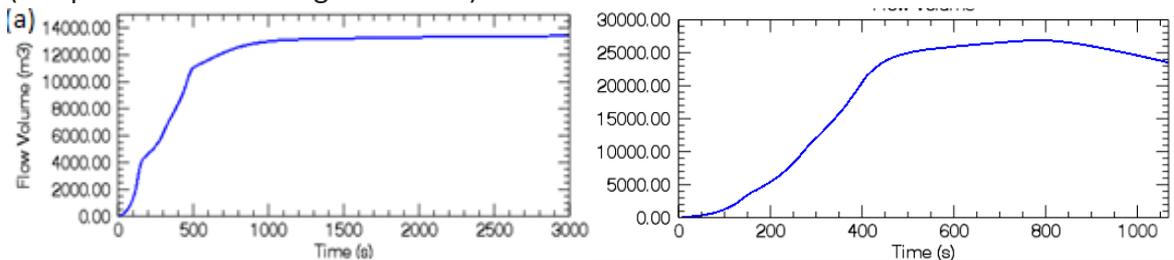


Figura 6.3.1.8: aumento di volume del flusso nel tempo delle simulazioni con parametri reologici calibrati e erosione dell'evento del 23/07/2015 (a) e del 04/08/2015 (b).

L'apparente dipendenza biunivoca dello sforzo di taglio τ dall'altezza massima raggiunta del fronte del flusso non simula le dinamiche erosivo- deposizionali degli eventi (conf. paragrafo 5.4). Difatti, pur essendo l'erosione simulata al fronte del flusso in congruenza con quanto osservato da Berger et al., (2013) è necessario ricordare che negli eventi osservati ci sono più impulsi mentre nelle simulazioni c'è solo un unico impulso. Ciò provoca la simulazione di profondità di erosione minori poiché se ci fossero due impulsi RAMMs dovrebbe calcolare il doppio della profondità. Inoltre, i risultati dell'analisi morfometrica evidenziano che l'erosione lungo il Rio Ravina di Cancia avviene con maggiori profondità fra 1680 e 1500 m s.l.m., in prossimità all'area di innesco, dove il flusso nel secondo evento è immaturo (conf. paragrafo 3.4). Il flusso è composto prevalentemente d'acqua e non ha un'altezza del fonte da permettere l'erosione descritta da RAMMs- DF pur creandola nella realtà. A conferma di ciò, l'erosione prodotta dalle calibrazioni presenta profondità maggiori nelle aree di deposizione e non nel tratto iniziale del percorso (figura 6.3.1.9). Difatti, nelle suddette aree il fronte del flusso osservato deposita materiale, diluendosi. Tale meccanismo fisico non è possibile per il flusso monofase di RAMMs poiché non distingue le suddette frazioni volumetriche. L'erosione del flusso è presente lungo tutto il

suo percorso ed è maggiore lungo il tratto inferiore lungo il quale l'altezza del fonte è maggiore (figura 6.3.1.9).

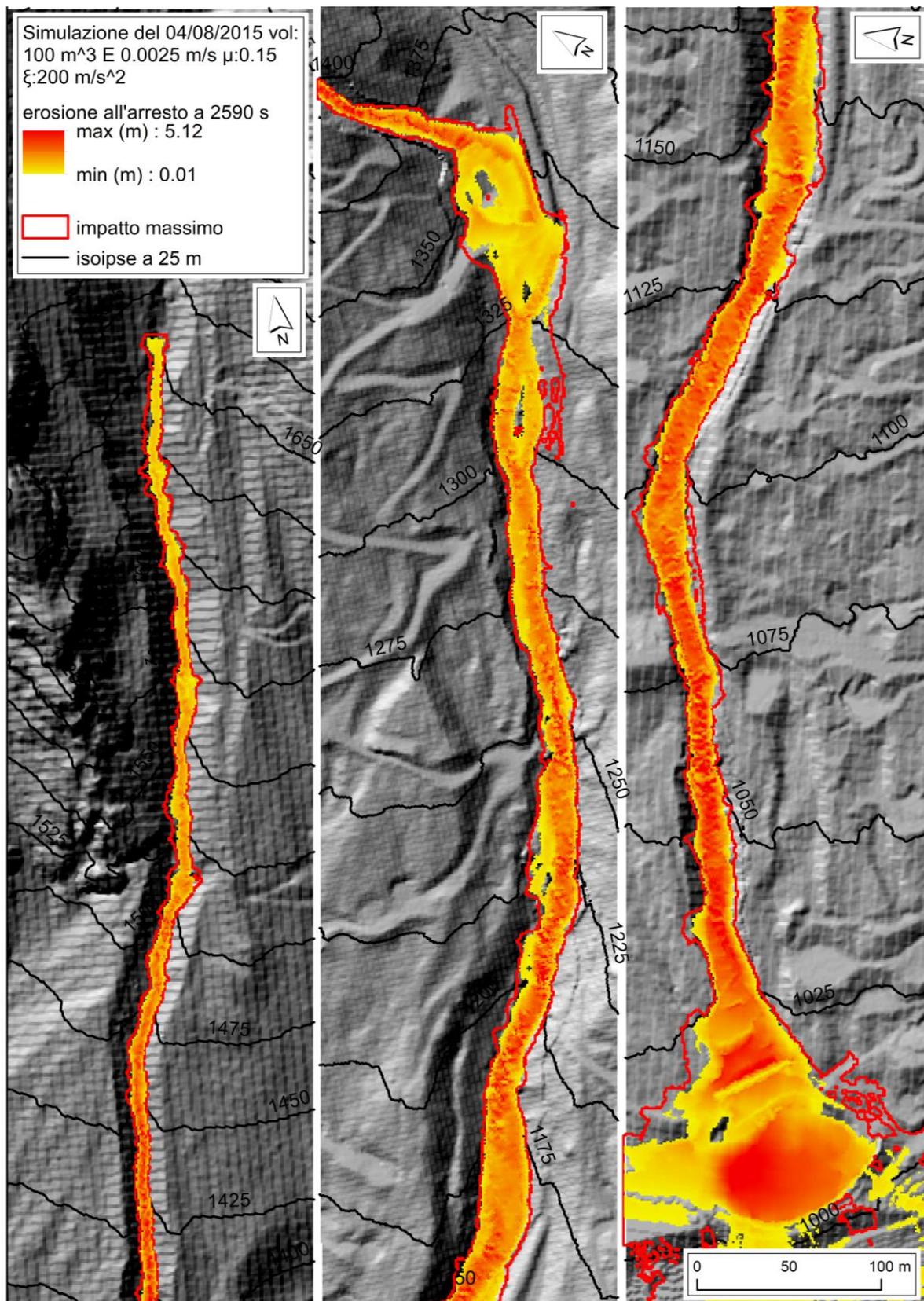


Figura 6.3.1.9: Risultati della simulazione RAMMs -DF con parametri calibrati ed erosione: profondità di erosione dell'evento del 04/08/2015

Si noti in figura 6.3.1.10 la drastica diminuzione di erosione oltre il termine del canale per abbassamento dello sforzo di taglio τ sotto lo sforzo di taglio critico di 1 kPa. Tale caratteristica delle simulazioni potrebbe fungere da nuovo criterio di arresto basato su una sua soglia, data l'inadeguatezza del corrente criterio di arresto per le simulazioni con erosione. L'erosione di RAMMs -DF non riesce a riprodurre il volume finale simile a quello osservato dal CVN nelle simulazioni calibrate del primo evento a causa dell'area di deposizione a 1350 sgombra che comporta la diminuzione dell'altezza del flusso a valle essendo questo rilasciato gradualmente. La simulazione calibrata del secondo evento ha volume finale più simile poiché la stessa area accumula e rilascia gradualmente meno flusso

Non è valida la relazione di Bartlet et al. (2013) per cui il coefficiente di attrito basale è circa uguale all'arcotangente dalla pendenza media dell'area di deposizione assunta come il tratto di alternanza di erosione e deposizione netta (12.5°). Tale coefficiente deve essere minore per permettere al flusso di raggiungere il proprio criterio di arresto, non più valido.

In conclusione, le simulazioni con parametri calibrati con RAMMs- DF senza erosione con approccio *block release* degli eventi del 2015 di Cancia adottano come parametri di calibrazione il pattern di runout osservato e la velocità massima ipotizzata inferiore a 10 m/s. Questi parametri sono limitati in quanto il runout simulato è sempre pari o superiore a quello osservato e la velocità massima calcolata è sempre superiore a 10 m/s. I parametri reologici che descrivono i due eventi sono μ : 0.25 e ξ : 200 m/s². Il volume d'innescò è 9962.3 m³ per il primo evento e 13917.4 m³ per il secondo evento. Le calibrazioni sono conservative. Il pattern di runout e l'area inondata dalle calibrazioni indica che i flussi: I) hanno un unico impulso; II) presentano l'incapacità di deposizione lungo il percorso se non al raggiungimento del tempo di arresto e in locali depressioni del percorso; III) accumulano e rilasciano gradualmente il loro volume nel/dall'area di deposizione a 1350 m s.l.m.; IV) accumulano di tutto il volume del flusso al termine del percorso; V) simulano una dinamica di deposizione diversa dalla dinamica deposizionale osservata per variazione delle percentuali di frazione volumetrica solida e fluida; VI) presentano sezioni di flusso strette e alte, diverse da quelle reali più larghe e più basse; VII) sono sovradimensionati nel tratto iniziale del percorso a causa dell'eccessivo volume iniziale di rilascio. Ciò causa lo straripamento del flusso nel tratto iniziale del canale e la sua espansione nel tratto terminale nei punti con altezza delle sponde minori. Lo straripamento nel tratto iniziale può essere diminuito variando il volume d'innescò da *block release* a idrogramma semplice a tre punti, ma non può essere eliminato. Il flusso presenta la distribuzione delle velocità massime proporzionalmente alla pendenza percorsa. Il criterio di arresto è valido. È valida la relazione di Bartlet et al. (2013) per cui il coefficiente di attrito basale è circa uguale all'arcotangente dalla pendenza media dell'area di deposizione assunta come il tratto di alternanza di erosione e deposizione netta (12.5°).

Le simulazioni con parametri calibrati con RAMMs- DF con erosione con approccio dell'idrogramma semplice a tre punti degli eventi del 2015 di Cancia adottano come parametri di calibrazione il cambiamento di volume netto mobilitato al termine degli eventi e la velocità massima ipotizzata inferiore a 10 m/s. I parametri reologici che descrivono i due eventi sono μ : 0.15 e ξ : 200 m/s². Il volume d'innescò è 100 m³. Il tasso di erosione è di 0.025 m/s. Le calibrazioni sono limitate al percorso del flusso in quanto l'area di deposizione è simulata dal criterio di arresto che non è valido. LE calibrazioni risultano

dunque eccessivamente conservative. Il pattern di runout e l'area inondata dalle calibrazioni è caratterizzato dalle stesse proprietà I-VI delle calibrazioni senza erosione. Le sezioni di flusso massimo sono minori nei tratti iniziali: ciò evita straripanti del flusso dal canale di propagazione poiché il volume d'innesco è proporzionato alle sue dimensioni in accordo con quanto osservato dalle simulazioni con erosione da Frank et al. (2015). Le velocità massime sono minori per la stessa ragione. La simulazione dell'erosione alla base del flusso avviene durante il passaggio del flusso fino al raggiungimento della sua massima altezza. La relazione erosione - altezza di flusso non spiega come l'ultimo evento osservato costituito da un flusso immaturo (quindi con altezza di flusso bassa) nei primi 100 m di dall'area di innesco abbia eroso 7 m di detrito. L'erosione simulata al passaggio del suo fronte, quindi del suo primo e unico impulso, trascura gli altri impulsi reali. Quindi non simula in interezza la totalità del fenomeno associato ai debris flow. Questo a causa delle dinamiche erosivo – deposizionali che coinvolgono la frazione solida e fluida del flusso che non sono considerate nel modello. Tale assunzione del modello si riflette anche nelle aree di deposizione in cui è simulata l'erosione con profondità maggiore. Non è valida la relazione di Bartlet et al. (2013) per cui il coefficiente di attrito basale è circa uguale all'arcotangente dalla pendenza media dell'area di deposizione assunta come il tratto di alternanza di erosione e deposizione netta (12.5°).

6.3.2 DAN3D

I parametri di calibrazione per le simulazioni senza erosione degli eventi con DAN3D erosione (conf. paragrafo 6.1.1 per dati di input) sono il pattern di runout osservato, espresso come distanza omonima di 1936 m. La scelta di questo unico parametro di calibrazione è data dall'analisi di sensitività dei parametri reologici e delle relative proporzionalità ai valori simulati confrontati coi corrispondenti parametri osservati. Il volume osservato non è considerato poiché le simulazioni senza erosione non variano il volume del flusso. La durata osservata dell'evento non è considerata poiché la durata simulata dipende dal criterio di arresto empirico, non fisico (conf. paragrafo 6.2.2). Entrambe le calibrazioni sono descritte coi parametri reologici μ : 0.04 e ξ : 600 m/s². Il volume d'innesco per la calibrazione del primo evento è di 9962.3 m³. Quello per la calibrazione del secondo evento è di 13917.4 m³ (tabella 6.3.2.1)

	23/07/2015	osservato	04/08/2015	osservato
volume d'innesco (m ³)	12699.1		12129.2	
coeff. di attrito basale μ ()	0.04		0.04	
coeff. di turbolenza ξ (m/s ²)	600		600	
distanza di <i>runout</i> (m)	1882	1936	1880	1936
velocità massima (m/s)	16.58		19.9	
tempo di simulazione (s)	300		300	
volume finale (m ³)	12699.1		12129.2	

Tabella 6.3.2.1: parametri di input (volume d'innesco, coefficiente di attrito basale, coefficiente di turbolenza) risultati (distanza di runout, velocità massima, tempo di simulazione, volume finale) delle simulazioni calibrate dei due eventi e parametri di calibrazione da dati osservati.

L'area inondata dalle calibrazioni di entrambi gli eventi comprende il canale di propagazione e l'area perimetrale alle sue sponde estesa circa 10 m dalle suddette sponde. Tale distanza sarebbe di un ordine di grandezza maggiore se si applicasse la soglia di visualizzazione per lo spessore del fluido a 0.01 m come definito del manuale del modello e non la consuetudine commerciale di innalzarla a 0.1 m. Nessuna delle calibrazioni senza

erosione riesce a superare il muro di gabbioni a monte dell'area di deposizione a 1000 m s.l.m. nonostante entrambi gli eventi lo abbiano superato danneggiandolo creandoci una breccia. Tali caratteristiche rendono il modello eccessivamente conservativo per l'area inondata lateralmente alla direzione del flusso e poco conservativo per la determinazione distanza di runout. Tale distanza dipendente già dalla definizione di un appropriato volume d'innesco, come appurato nell'analisi di sensitività (conf. paragrafo 6.1.2), rende necessario considerare la calibrazione con molta attenzione critica. Il flusso di deposita lungo tutto il canale con il pattern a ondate simile a quello degli eventi osservati, riproducendo il pattern deposizionale intermittente degli eventi. Tale carattere simulato avviene nei tratti con minor pendenza e larghezza del canale (figura 6.3.2.1) e non è legato alle dinamiche deposizionali reali degli eventi.

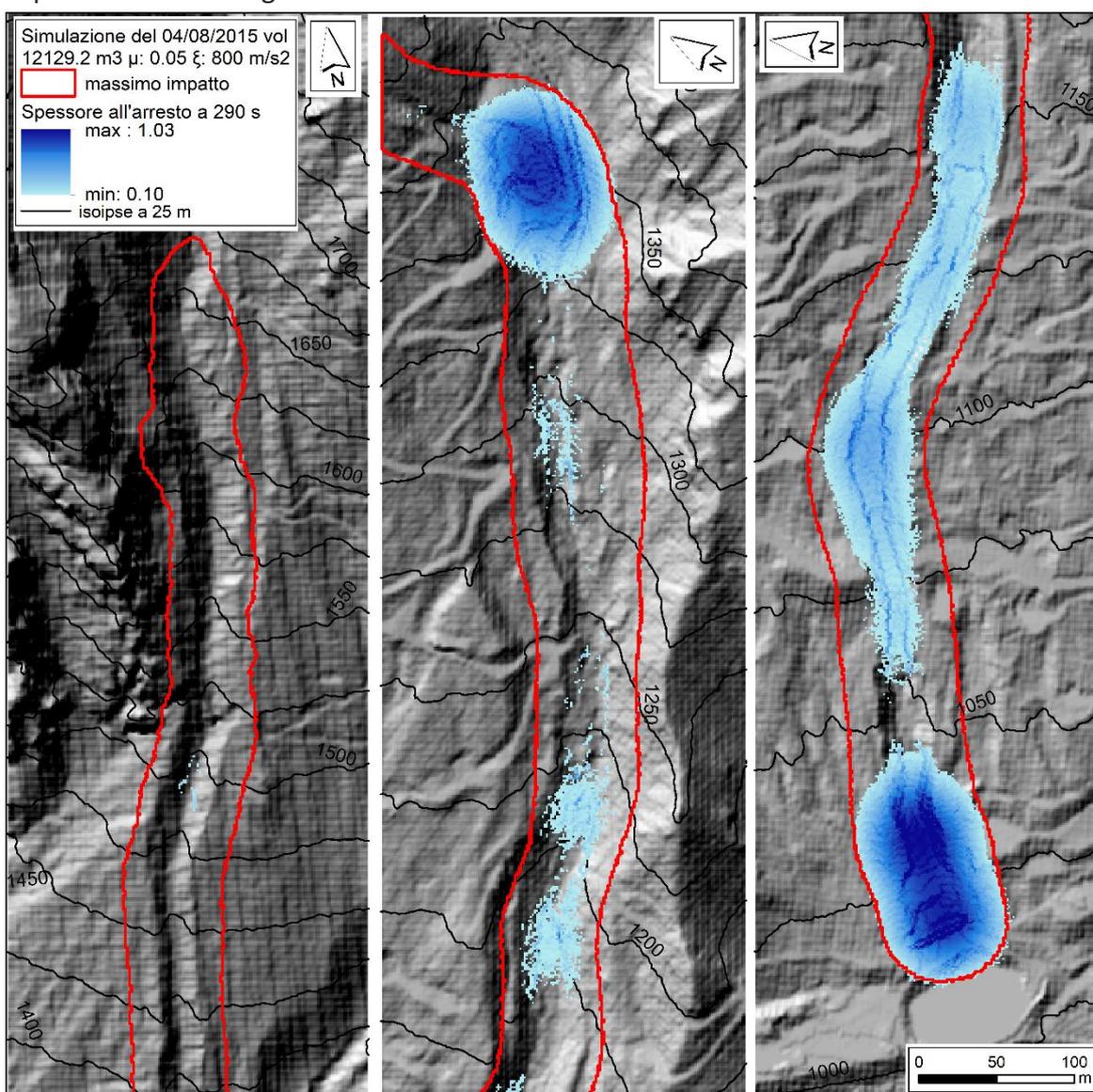


Figura 6.3.2.1: Risultati della simulazione DAN3D con parametri calibrati senza erosione: altezza del deposito dell'evento del 04/08/2015.

Il flusso non riesce a creare depositi laterali alla porzione attiva del canale, tantomeno riesce a simulare altezze di di flusso simili a quelle osservate come visibile nelle sezioni relative (figura 6.3.2.2). Le sezioni indicano che il flusso è attaccato al DEM pre- evento con spessore irrisorio. Le sezioni indicano un'estensione esternamente al canale che non rispetta l'accelerazione di gravità non seguendo il flusso la massima pendenza locale. Difatti il flusso

è mantenuto unito dai centri di interpolazione SPH che agiscono solo orizzontalmente e non verticalmente. Il flusso simulato con questo metodo dinamico è profondamente diverso da un fenomeno di colata detritica.

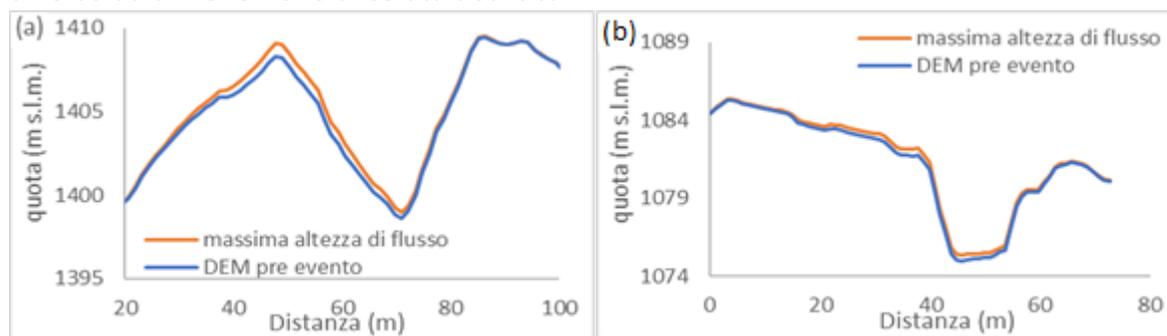


Figura 6.3.2.2: sezioni di massima altezza di flusso trasversali alla direzione di flusso dalla destra alla sinistra idrografica del canale a 1400 m s.l.m. (a) e a 1075 m s.l.m. (b) per la simulazione con parametri calibrati ed erosione del 04/08/2015.

Entrambe le simulazioni calibrate riproducono la velocità massima maggiore nel tratto del canale da 1680 a 1350 m s.l.m. con pendenza media di 24.5° e simulano velocità inferiori nel tratto da 1350 – 1000 m s.l.m. con pendenza media di 12.5° (figura 6.3.2.3).

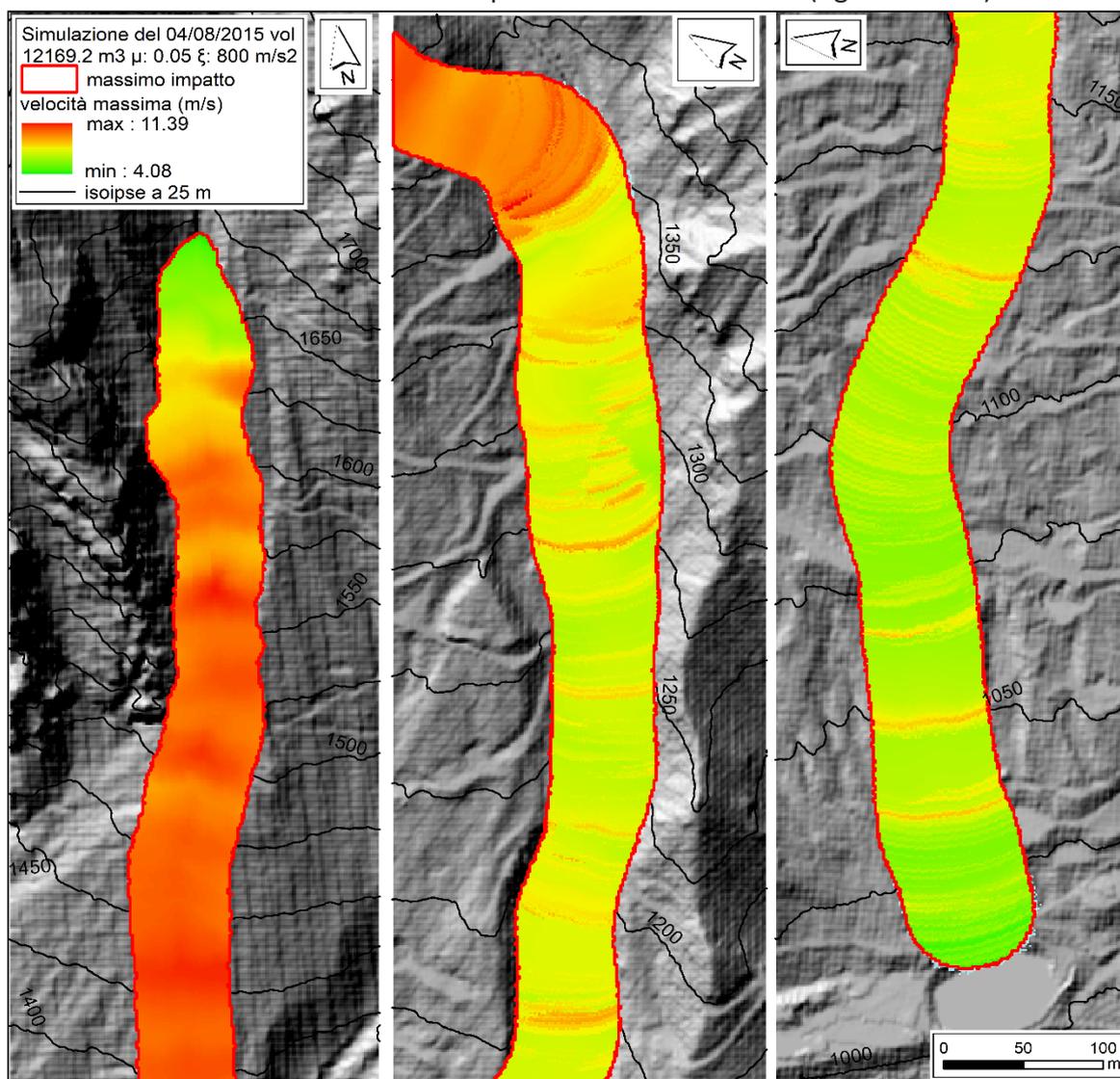


Figura 6.3.2.3: Risultati della simulazione DAN3D con parametri calibrati senza erosione: velocità massima dell'evento del 04/08/2015.

La velocità in figura 6.3.2.3 presenta evidenti orizzonti ellissoidici concavi verso quote minori. Tale pattern non è reale poiché riflette lo spostamento lagrangiano dei centri di interpolazione delle particelle di discretizzazione del fluido col metodo *SPH*. L'invalidità delle velocità è data anche dai valori superiori a 10 m/s, distanti da quelli reali ipotizzati.

In conclusione, le simulazioni senza erosione di DAN3D sono calibrate tramite la distanza di runout. Il pattern di runout di dette simulazioni non è totalmente conservativo poiché i depositi non superano il muro a monte dell'area di contenimento di 1000 m s.l.m. La ridotta conservatività è data dalla simulazione della deposizione a ondate lungo il canale da 1400 a 1000 m s.l.m. Le simulazioni sono eccessivamente conservative lateralmente al canale di flusso poiché considerano fino a 10 m fuori dal canale di propagazione. La velocità è irrealistica e ha pattern influenzato dalla risoluzione numerica.

Le calibrazioni con erosione degli eventi con DAN3D (conf. sotto- paragrafo 6.1.2 per i dati di input) usano come parametri di calibrazione distanza di runout e il *VCN* definito nei risultati dell'analisi morfometrica. I risultati delle simulazioni calibrate discussi sono riportati in tabella 6.3.2.2.

	23/07/2015	osservato	04/08/2015	osservato
volume d'innesco (m ³)	883.6		813.0	
coeff. di attrito basale μ ()	0.04		0.04	
coeff. di turbolenza ξ (m/s ²)	600		600	
tasso di erosione <i>E</i>	0.002600		0.002992	
distanza di <i>runout</i> (m)	1936	1936	1936	1936
velocità massima (m/s)	12.89		12.89	
tempo di simulazione (s)	332		393	
volume finale (m ³)	30640.5	28849.44	23720.7	24277.96
erosione verticale massima (m)	1.94		1.06	

Tabella 6.3.2.2: parametri di input (volume d'innesco, coefficiente di attrito basale, coefficiente di turbolenza) risultati (distanza di runout, velocità massima, tempo di simulazione, volume finale) delle simulazioni calibrate dei due eventi e parametri di calibrazione da dati osservati.

Le simulazioni con gli stessi parametri reologici calibrati dalla calibrazione delle simulazioni senza erosione presentano lo stesso pattern di runout eccessivamente conservativo lateralmente alla direzione di flusso. La conservatività è completa poiché le simulazioni sono in grado di raggiungere completamente l'area di deposizione a 1000 m s.l.m. il flusso in sezione esprime la scarsa realistica di riproduzione di debris flow rimanendo spalmato sul DEM inserito nel modello. L'area inondata nel tratto iniziale del canale da 1680 a 1350 è minore poiché il volume del flusso non è sovradimensionato alla capienza del canale (figura 6.3.2.4). Ciò estende le asserzioni al riguardo di RAMMS di Frank et al. (2015) anche a DAN3D.

La sola simulazione con parametri calibrati dell'evento del 04/08/2015 è prossima a diventare instabile come illustra la massa isolata sulla sinistra idrografica a 1050 m s.l.m. in figura 6.3.2.4 che non segue la superficie topografica del DEM.

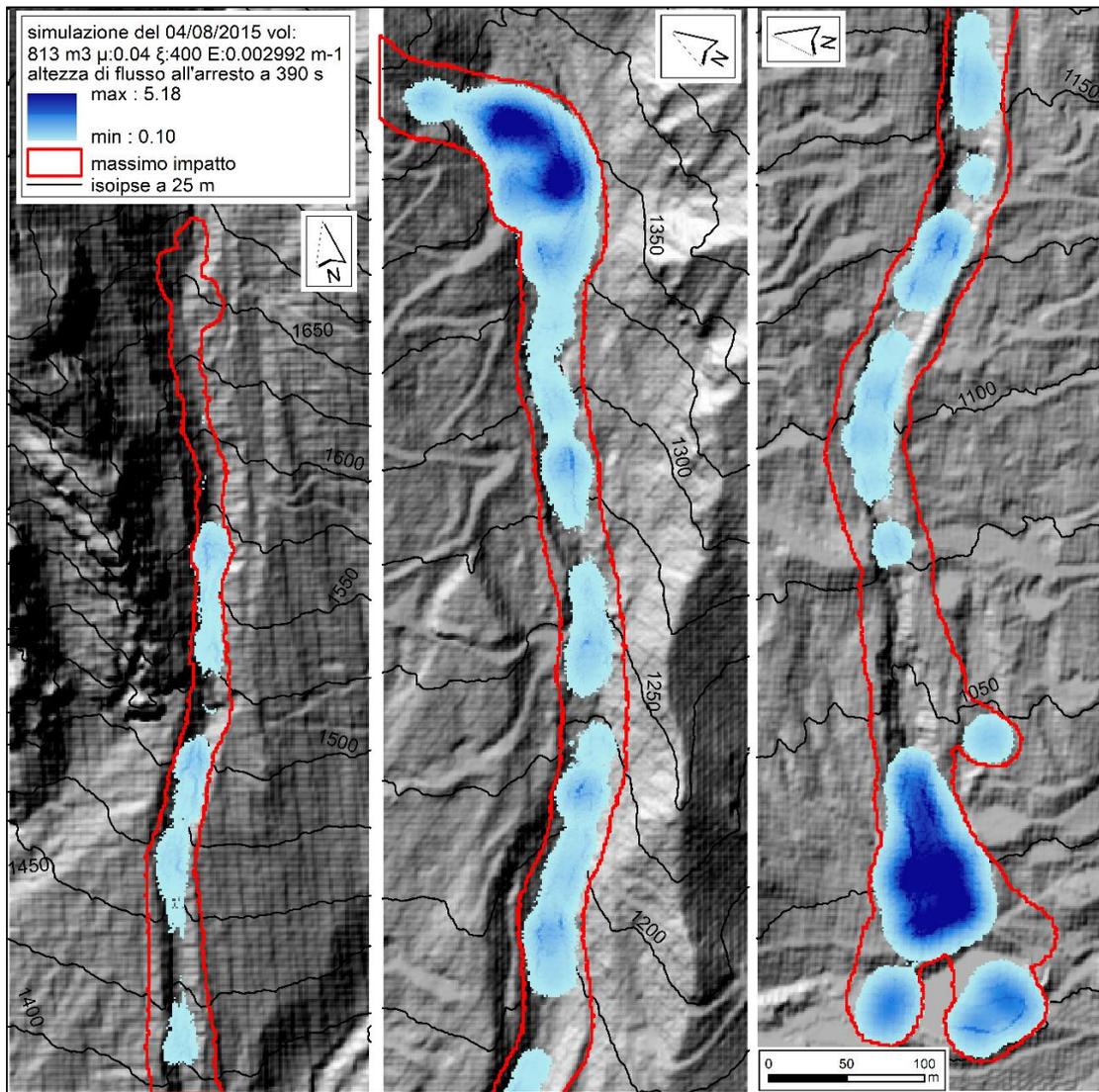


Figura: 6.3.2.4: Risultati della simulazione DAN3D con parametri calibrati ed erosione: altezza del deposito dell'evento del 04/08/2015.

L'erosione simulata in DAN3D continua a erodere dopo che il flusso si arresta visivamente lungo il canale di propagazione fino a una profondità massima di 1 -2 m. Le profondità massime sono nell'area di deposizione a 1350 m s.l.m. e nel tratto del canale prima del muro in gabbioni prima dell'area di contenimento inferiore a 1025 m s.l.m. Queste aree sono poste nei tratti del canale dove è ubicato il volume depositato dal flusso (conf. figura 6.3.2.4 con 6.3.2.5). Difatti, il flusso non è fermo in queste aree: continua a muoversi impercettibilmente – e quindi a erodere - a causa delle irregolarità dei DEM inseriti ricampionati a 1.3 e ruotati di 4° in senso antiorario. L'erosione di DAN3D è più riconducibile a una sorta di instabilità numerica piuttosto che allo spostamento vero e proprio del flusso. Difatti, l'erosione per il vero spostamento del flusso è minore rispetto al primo tipo di erosione. Il volume finale del flusso è determinabile con estrema precisione, tanto da essere estremamente simile a quello osservato.

La relazione proposta da McDougall e Hungr (2004) non permette la definizione del tasso di erosione appropriato per entrambi gli eventi.

Si conclude che l'erosione di DAN3D non riproduce le dinamiche erosive dei *debris flow*.

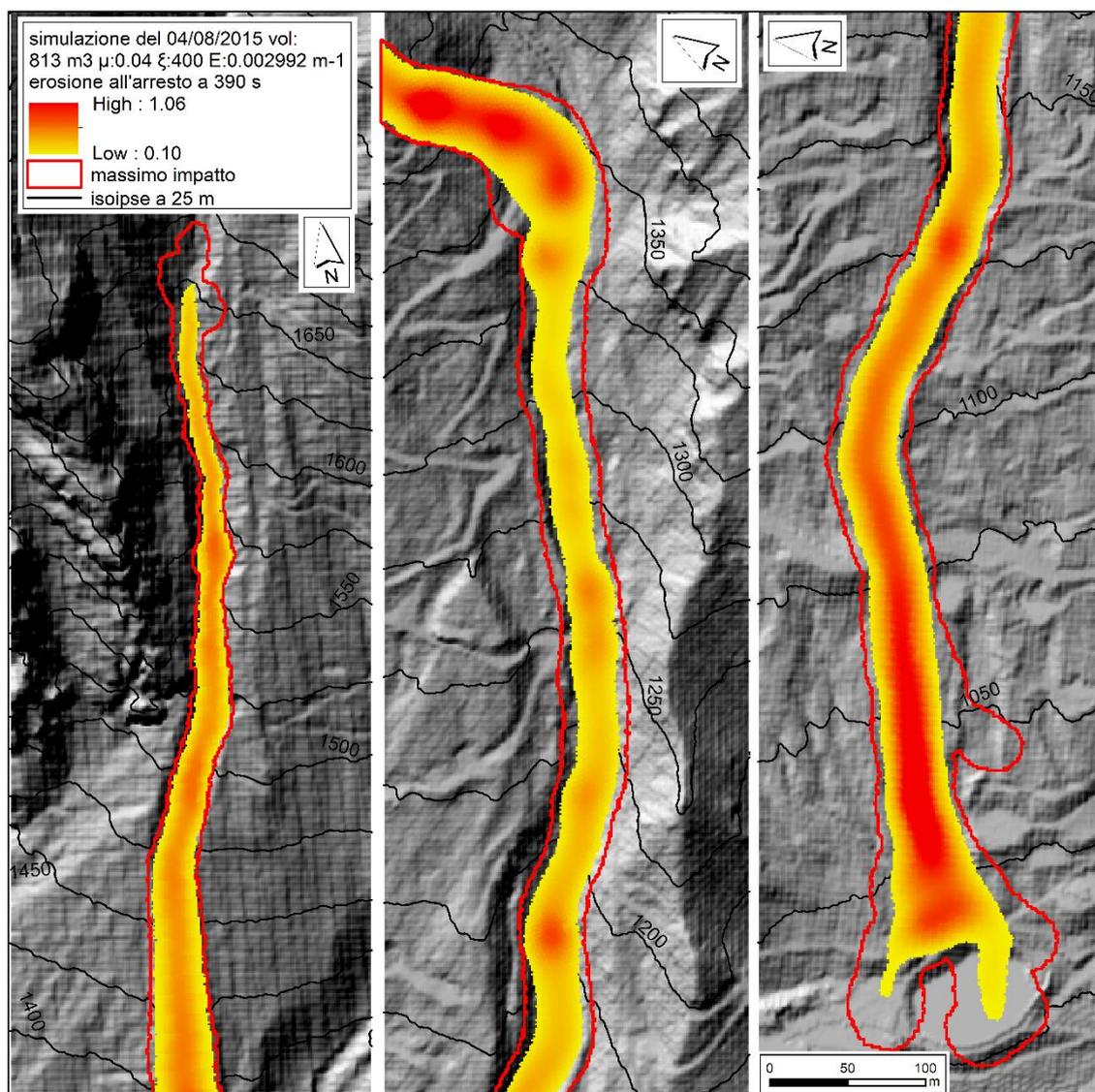


Figura 6.3.15: Risultati della simulazione DAN3D con parametri calibrati ed erosione: profondità di erosione dell'evento del 04/08/2015.

Si conclude che le simulazioni senza erosione di DAN3D sono calibrate tramite la distanza di runout. Il pattern di runout di dette simulazioni non è totalmente conservativo poiché i depositi non superano tutti gli ostacoli maggiori lungo il percorso del flusso che sono stati distrutti o danneggiati dagli eventi. Questa ridotta conservatività è data dalla deposizione a ondate lungo il canale a quota inferiore di 1400 m s.l.m. delle simulazioni. Le simulazioni calibrate sono eccessivamente conservative lateralmente al canale di flusso poiché considerano fino a 10 m fuori dal canale di propagazione. Le sezioni di flusso indicano che il flusso non riproduce una colata detritica essendo il flusso molto largo e sottile da poter essere definito spalmato sul DEM. Il flusso è simulato come un unico impulso. La distribuzione delle velocità è sensibilmente influenzata dalla risoluzione numerica SPH e ha pattern influenzato dalla risoluzione numerica.

Le simulazioni calibrate con erosione hanno gli stessi parametri reologici calibrati delle simulazioni senza erosione. L'erosione permette al pattern di runout di raggiungere la distanza percorsa di calibrazione. Il pattern di runout è uguale a quello senza erosione se non per la minore estensione nel tratto iniziale del canale. L'erosione riduce la stabilità numerica del modello. L'erosione non riproduce le dinamiche erosive dei debris flow.

Difatti, la maggior parte dell'erosione è data da spostamenti impercettibili del volume depositato visivamente fermo.

6.3.3 Confronto delle prestazioni

Il medesimo pattern di runout e le velocità massime simili lungo il canale di Rio Ravina di Cancia è riprodotto dalle simulazioni con RAMMs-DF e DAN3D senza erosione con relativi parametri calibrati con significato empirico diverso.

Le simulazioni suddette sono facilmente confrontabili poiché assumono il medesimo meccanismo d'innescò (*block release* per RAMMs -DF e *source area* per DAN3D, conf. sotto paragrafo 6.1.3). Le suddette simulazioni implementano reologie affini (Voellmy (Hungry, 1995) da DAN3D e Voellmy- Salm (Salm, 1993) da RAMMs- DF) con valori e significato empirico dei parametri reologici però diversi, come discusso nel sotto- paragrafo 6.2.3.

Il diverso significato dei parametri e diverso schema numerico risolutivo dei modelli causa parametri di calibrazione diversi. Le simulazioni con RAMMs-DF sono calibrate in base alla distanza di runout osservata di 1936 m e in base alle velocità massime, seppur presunte, e non osservate, inferiori a 10 m/s. Le simulazioni di DAN3D sono calibrate solo in base alla stessa distanza di runout, seppur fortemente dipendente dalla dimensione del volume d'innescò. Questi parametri di calibrazione forniscono risultati simili nei due modelli (tabella 6.3.3.1).

	23/07/2015 RAMMs- DF	23/07/2015 DAN3D	04/08/2015 RAMMs- DF	04/08/2015 DAN3D
Volume d'innescò (m ³)	9962.3	12699.1	13917.4	12129.2
Coeff. di attrito basale μ ()	0.25	0.04	0.25	0.04
Coeff. di turbolenza ξ (m/s ²)	200	600	200	600
Distanza di <i>runout</i> (m)	1936	1882	1936	1880
Velocità massima (m/s)	12.62	16.58	12.97	19.9
Tempo di simulazione (s)	2070	300	1660	300
Volume finale (m ³)	9962.3	12699.1	13917.40	12129.2

Tabella 6.3.3.1: parametri di input (volume d'innescò, coefficiente di attrito basale, coefficiente di turbolenza) risultati (distanza di runout, velocità massima, tempo di simulazione, volume finale) delle simulazioni calibrate dei due eventi del 2015 condotte con RAMMs-DF e DAN3D senza erosione.

La differenza fra i parametri reologici e la risoluzione numerica differente dei due modelli si riflette anche nelle prestazioni viste separatamente per i metodi numerici suddetti (sotto-paragrafi 6.3.1 e 6.3.2). Più specificatamente il pattern di runout delle simulazioni calibrate di RAMMs- DF presenta conservatività maggiore poiché il flusso raggiunge il termine del canale di propagazione in cui si sono arrestati gli eventi. Le simulazioni calibrate di DAN3D mostrano conservatività parziale poiché il flusso si arresta 20 m prima del termine del percorso osservato degli eventi.

Difatti, il flusso si deposita in parte lungo il percorso in corrispondenza di tratti con larghezza minore e pendenza minore. Tale pattern di deposizione è però simile a quello osservato dall'alternanza di deposizione degli eventi. RAMMs- DF, non è in grado di riprodurre tale pattern e tende ad accumulare il flusso al termine del percorso. Quindi DAN3D simula meglio le dinamiche deposizionali rispetto a RAMMs- DF. Le dinamiche deposizionali delle suddette simulazioni con RAMMs -DF sono, infatti, profondamente influenzate dal suo criterio di arresto basato sulla percentuale dei momenti. Queste dinamiche sono influenzate anche dalla topografia pre- evento dei DEM inseriti poiché il flusso si accumula e viene rilasciato gradualmente nel/dall'area di deposizione a 1350 m.

DAN3D è eccessivamente conservativo lateralmente alla direzione del flusso essendo l'area inondata più larga di 10 m dalle sponde del canale. RAMMs -DF, invece, non sovrastima tale distanza laterale dalle sponde se non per fuoriuscite di flusso parziali e limitate nel tratto iniziale del percorso.

Le simulazioni calibrate di entrambi gli eventi simulano il flusso con un unico impulso e sovrastimano l'area inondata nel tratto iniziale del canale poiché il volume d'innescò è sovradimensionato rispetto al tratto in cui il volume iniziale è minore, aumentando per *entrainment* lungo il percorso.

Le sezioni di flusso delle simulazioni di RAMMs -DF sono simili a quelle di una colata detritica seppur con altezza superiore che arriva anche a 4 m eccessive per un evento di 30.000 m³ distribuito in più impulsi. Quelle di DAN3 non sono simili a un *debris flow* essendo queste spalmate sul DEM con larghezza eccessiva anche fuori dal canale e altezza di flusso inferiore a 0.5 m.

Entrambe le simulazioni calibrate dei due modelli sovrastimano le velocità massime che sono superiori ai valori ragionevoli inferiori a 10 m/s. Entrambi i modelli mostrano una proporzione fra velocità massima e pendenza percorsa come osservato per altri eventi di debris flow (Breien et al., 2008).

Il coefficiente di attrito basale μ calibrato per le simulazioni di RAMMs -DF è simile all'arcotangente dell'angolo di pendenza dell'area di deposizione assunta come il tratto di alternanza di deposizione netta e erosione netta del canale confermando la relazione per RAMMs di Bartlet et al., (2013). Il coefficiente di attrito basale μ calibrato per le simulazioni di DAN3D è 0.04, profondamente diverso dalla l'arcotangente della pendenza del tratto suddetto.

Le simulazioni con parametri calibrati con erosione con RAMMs- DF e DAN3D sono meno confrontabili poiché adottano differente approccio d'innescò per la propagazione del flusso (idrogramma semplice a tre punti per RAMMs – DF e *source area* per DAN3D).

Inoltre, il meccanismo di erosione simulato alla base del fluido è diverso: RAMMs- DF simula tale erosione con relazioni derivanti da misure di campagna che ambiscono a riprodurre la dinamica erosiva osservata per i *debris flow*; DAN3D invece simula l'erosione con una relazione esponenziale naturale proporzionale allo spostamento del flusso adatta a simulare tutti i fenomeni di versante di tipo flusso (conf. paragrafi 4.6 e 4.7). Per tali proprietà dell'erosione (assunta *supply unlimited* per le caratteristiche geomorfologiche del sito) il confronto delle simulazioni con erosione calibrate è da intendere come gli effetti dell'erosione sulla risoluzione numerica e sui risultati dei due modelli.

I parametri di calibrazione per le simulazioni di entrambi i modelli variano: il parametro principale per entrambi diventa il volume finale. I risultati di RAMMs mantengono la velocità massima, ma non il pattern di runout essendo esso eccessivo. I risultati di DAN3D mantengono la distanza di runout non più influenzata sensibilmente dalla dimensione del volume d'innescò (tabella 6.3.3.2).

	23/07/2015 RAMMs- DF	23/07/2015 DAN3D	04/08/2015 RAMMs- DF	04/08/2015 DAN3D
Volume d'innesco (m ³)	100	883.6	100	813.0
Coeff. di attrito basale μ ()	0.15	0.04	0.15	0.04
Coeff. di turbolenza ξ (m/s ²)	200	600	200	600
Tasso di erosione $\frac{dz}{dt}$ (m/s); E (m ⁻¹)	0.025	0.002600	0.025	0.002992
Distanza di <i>runout</i> (m)	>>1936	1936	>>1936	1936
Velocità massima (m/s)	10.96	12.89	12.52	12.89
Tempo di simulazione (s)	2035	332	2590	393
Volume finale (m ³)	13323	30640.5	25432	23720.7
Erosione verticale massima (m)	3.37	1.94	5.12	1.06

Tabella 6.3.3.1: parametri di input (volume d'innesco, coefficiente di attrito basale, coefficiente di turbolenza, tasso di erosione) risultati (distanza di runout, velocità massima, tempo di simulazione, volume finale) delle simulazioni calibrate dei due eventi del 2015 condotte con RAMMs-DF e DAN3D con erosione.

Le simulazioni calibrate con erosione di DAN3D mantengono gli stessi parametri reologici calibrati per le simulazioni senza erosione corrispondenti. Al contrario quelle di RAMMs - DF variano i parametri reologici per permettere l'arresto del flusso divenendo il criterio di arresto non valido nel sito.

Difatti, tale invalidità rende il pattern di runout dei risultati del modello eccessivo. Tale conservatività eccessiva è irrealistica poiché i flussi si espandono sul conoide di colata detritica di Cancia, inondando parte dell'abitato. Per questa ragione i risultati sono da considerare come solo lungo il tratto percorso. I risultati di DAN3D mostrano invece il raggiungimento della distanza di runout e si dimostrano quindi totalmente conservativi.

Le simulazioni calibrate con erosione con DAN3D e RAMMs -DF mantengono le seguenti caratteristiche e differenze relative delle simulazioni calibrate senza erosione: I) distribuzione dei depositi; II) sezioni di flusso; III) estensione laterale dell'area inondata; IV) unico impulso simulato; V) velocità irreali superiori a 10 m/s; VI) proporzionalità delle velocità con la pendenza percorsa. Il dimensionamento appropriato del flusso lungo il tratto del canale causa estensione e altezza di flusso minori in entrambi i modelli. La velocità dei risultati di RAMMs- diminuisce in tale tratto.

L'erosione di DAN3D avviene durante l'intera durata di simulazione su tutta l'area in cui passa e si deposita il flusso. Al contrario, l'erosione di RAMMs -DF avviene nei tratti inondata dal flusso dal loro arrivo al raggiungimento della massima altezza dopo cui la simulazione si arresta. La simulazione dell'erosione di DAN3D non rispecchia le dinamiche erosivo-deposizionali osservate poiché il flusso continua a erodere quando è visivamente fermo. L'erosione di RAMMs-DF simula l'erosione da parte del fronte del flusso, trascurando però l'erosione causata dai fronti degli impulsi successivi essendo il flusso simulato con un unico impulso. L'erosione di RAMMs- è quindi più simile a quella degli eventi di debris flow rispetto a quella di DAN3D.

L'erosione mina la stabilità numerica di DAN3D per i risultati del secondo evento. L'erosione comporta l'invalidità del criterio di arresto in RAMMs- DF e aggiunge significato empirico al coefficiente di attrito basale μ che non è più solo determinante per l'arresto del flusso come nelle simulazioni calibrate senza erosione, ma è determinata anche per il volume del flusso finale. L'erosione dei risultati di entrambi i modelli è concentrata nelle aree di deposizione contrariamente a quanto osservato dopo gli eventi.

In conclusione, le simulazioni calibrate senza erosione di DAN3D e RAMMs permettono la simulazione degli eventi del 2015 di Cancia in cui i risultati più simili agli eventi sono di RAMMs -DF. Le simulazioni calibrate con erosione permettono la riproduzione degli eventi con DAN3D e anche con RAMMs, sebbene questi ultimi risultati siano da analizzare lungo il percorso del flusso e non nell'area di deposizione poiché il criterio di arresto diventa non valido. L'erosione di DAN3D non è simile alle dinamiche erosive osservate. L'erosione di RAMMs-DF è molto più simile ma necessita di ulteriore sviluppo. Anche il criterio di arresto necessita di un adeguamento a causa dell'introduzione dell'erosione nel modello.

7. Conclusioni

Il lavoro si è sviluppato in due direzioni principali. Da un lato, i modelli digitali del terreno pre- e post- evento sono stati utilizzati per condurre un'analisi morfometrica per determinare il cambiamento di volume netto mobilitato al termine degli eventi. Da questi sono ricostruite le loro dinamiche erosivo- deposizionali da cui ne è definita l'influenza della pendenza di fondo canale a monte. Dall'altra, gli stessi dati sono stati utilizzati per valutare la prestazione di modelli numerici dinamici monofase per la simulazione dei fenomeni di flusso senza capacità erosiva secondo l'approccio "classico" e con capacità erosiva secondo l'approccio "nuovo" a cui tende la vasta categoria a cui appartengono.

I dati forniti sono DEM (modelli digitali del terreno) rilevati prima e dopo gli eventi di *debris flow* del 23/07/2015 e del 04/08/2015 nel bacino di Rio Ravina di Cancia sul versante sud-occidentale del monte Cristallo nelle Dolomiti Occidentali. Il bacino è frequentemente soggetto a fenomeni di colata detritica. I fenomeni sono innescati per erosione idraulica da flussi d'acqua prodotti da precipitazioni estive- autunnali rapide e intense.

L'analisi morfometrica documenta le dinamiche erosivo - deposizionali degli eventi, le quali hanno comportato il loro drastico aumento del volume dei fenomeni durante la loro discesa lungo il canale. L'analisi morfometrica è stata condotta tramite metodi automatici appositamente sviluppati che sono utili anche ad altri casi.

I modelli numerici RAMMs -DF e DAN3D sono stati calibrati sulla base del confronto con le osservazioni disponibili. L'analisi di sensitività dei modelli ha permesso di valutare l'effetto sui risultati delle principali variabili di input e di confrontare il comportamento degli schemi risolutivi sui quali si basano i due modelli. La disponibilità di DEM pre- e post- evento per i due fenomeni del 2015, ha permesso inoltre di testare il comportamento dei due modelli con simulazione dei due modelli con simulazione dei fenomeni erosivi alla base del flusso.

Più specificatamente l'analisi morfometrica ha condotto ai seguenti risultati e conclusioni:

- La precisione dei DEM utilizzati sulla base delle loro differenze pre- e post- evento non è determinabile per quelli del primo evento a causa della loro limitata estensione. La precisione dei DEM del secondo evento è di ± 0.0 m con affidabilità del 95.4 %.
- L'erosione di fondo canale è dominante nel tratto del canale con pendenza media di 24.5° (da 1680 a 1350 m s.l.m.). L'alternanza di deposizione e erosione caratterizza invece il tratto con pendenza media di 12° (da 1350 a 1000 m s.l.m.) con un pattern a intermittente riconducibile al carattere impulsivo degli eventi stessi. L'erosione è anche da franamento delle sponde da loro sotto- escavazione da detti flussi. La deposizione avviene nel canale inferiore laddove il flusso può 1) espandersi maggiormente e disperdere la propria frazione fluida, 2) può aggradare parte del letto e diminuire l'altezza del proprio fronte.
- Le dinamiche e erosivo- deposizionali degli eventi e il loro confronto dell'analisi del cambiamento volumetrico netto lungo il canale evidenziano l'erosione rapida di fondo canale dall'area d'innescio senza alcuna forma riconducibile a superfici di rottura. Tale erosione causa considerevole *entrainment* nei flussi i quali aumentano rapidamente la propria frazione volumetrica solida con un feedback positivo per l'erosione.

- La dinamica erosivo- deposizionale è correlata alla pendenza di fondo canale misurata nei 20 m precedenti. L'erosione netta aumenta con l'aumento della pendenza e la deposizione netta aumenta con la diminuzione della pendenza.
- È stato creato un metodo automatico su Arc-GIS 10.2 (descritto nell'appendice A3) per la suddivisione del CVN lungo un qualsiasi canale di propagazione di colata a partire dai dati topografici pre- e post- evento.

Più specificatamente la valutazione di DAN3D ha condotto a questi risultati e conclusioni:

- L'analisi di sensitività dei parametri reologici, del volume d'innesco e del tasso di erosione, velocità massima calcolata e volume finale simulato indicano che:
 - la reologia *Bingham* non è adatta alla calibrazione degli eventi non raggiungendo il pattern di runout il termine del canale;
 - la reologia *Voellmy* è adatta alla calibrazione degli eventi raggiungendo il pattern di runout il termine del canale;
 - la distanza percorsa presenta proporzionalità inversa col coefficiente μ di frizione di attrito basale e diretta col coefficiente ξ di frizione turbolenta viscosa;
 - il volume d'innesco influenza il pattern di *runout* con proporzionalità diretta;
 - il tasso di erosione E non influisce sulla velocità massima percorsa. Influisce limitatamente sulla distanza percorsa e estremamente sul volume finale con proporzionalità diretta.
- I parametri reologici non variano fra le calibrazioni dei due eventi e fra le calibrazioni senza e con erosione. Il tasso di erosione è estremamente dipendente dalla definizione del volume d'innesco. La relazione di stima a priori di E proposta da McDougall e Hungr (2004) non ha trovato riscontro nel caso di studio.
- Le analisi previsionali sono eseguibili con l'approccio classico senza erosione. È però necessario definire il volume d'innesco simile a quello delle simulazioni già effettuate senza erosione. Tale volume d'innesco è un'assunzione e non tiene conto del reale volume d'innesco dell'evento futuro. Le analisi previsionali non sono eseguibili con l'approccio erosivo poiché il volume finale è estremamente dipendente dal tasso di erosione che è estremamente dipendente dal volume d'innesco.

Più specificatamente la valutazione di RAMMs - DF conduce a questi risultati e conclusioni:

- L'analisi di sensitività di RAMMs – DF dei parametri reologici *Voellmy - Salm*, del volume d'innesco e del tasso di erosione al pattern di runout, velocità massima calcolata e volume finale simulato definisce che:
 - la distanza percorsa presenta proporzionalità inversa col coefficiente μ di frizione di attrito basale e col coefficiente ξ di frizione turbolenta viscosa;
 - la velocità del flusso presenta proporzionalità inversa col coefficiente μ e diretta dal coefficiente ξ . I suoi valori sono superiori a 10 m/s, quindi irreali;
 - il volume d'innesco non influenza sensibilmente il pattern di *runout* poiché la distanza percorsa è sempre pari o maggiore di quella osservata. Volumi d'innesco eccessivi comportano straripamento del flusso dagli argini del suo percorso;
 - i parametri di erosione influiscono sul pattern di runout e il tempo di arresto delle simulazioni. Per tale ragione è necessario calibrare il modello nuovamente con nuovi parametri reologici (le proporzionalità soprelencate sono mantenute):

- il tasso d'erosione $\frac{d_z}{d_t}$ dipende con proporzionalità diretta dal coefficiente μ e con proporzionalità inversa dal coefficiente ξ ;
- Il coefficiente ξ deve essere fissato costante a 200 m/s² per mantenere le velocità inferiori a 10 m/s. È confermata la relazione empirica di Bartlet et al. (2013) per cui coefficiente μ è simile all'arcotangente della pendenza dell'area di deposizione, ovvero il tratto di alternanza di erosione e deposizione. I parametri inseriti nel modello per le calibrazioni senza erosione sono: μ : 0.25; ξ : 200 m/s²; $\frac{d_z}{d_t}$: 0 m/s; volume d'innescò 9962.3 m³ e 13917.4 m³ rispettivamente per i due eventi.
- I parametri di calibrazione da considerare nelle simulazioni con erosione sono il volume finale, il raggiungimento del criterio di arresto e la velocità massima. Il tasso $\frac{d_z}{d_t}$ dipende dal volume d'innescò per ottenere il volume finale simile a quello osservato calcolato dal cambiamento di volume netto rimobilizzato al termine degli eventi. Il volume finale è tuttavia sensibile alle differenze dei DEM pre- evento. I parametri inseriti nel modello per le calibrazioni con erosione sono: μ : 0.15; ξ : 200 m/s²; $\frac{d_z}{d_t}$: 0.025 m/s; volume d'innescò 100 m³.
- Le calibrazioni di *back – analysis* senza erosione di RAMMs sono conservative al fonte. La conservatività non eccede lateralmente al percorso del flusso. L'elevata conservatività al fonte del flusso è data dall'incapacità del modello di simulare deposizione lungo il percorso e di accumulare, quindi, tutti i depositi al suo termine. Queste calibrazioni sono limitate poiché basate sul parametro della velocità massima che non è nota per gli eventi. Tali limiti sono causati anche dai valori simulati largamente superiori a quelli ragionevoli per il fenomeno.
Le calibrazioni di *back – analysis* con erosione sono eccessivamente conservative. Ciò poiché il pattern di runout è superiore a 200 m non essendo più valido il criterio di arresto. Le calibrazioni con erosione impattano meno area nel tratto iniziale dal canale rispetto alle calibrazioni senza erosione. Nello stesso tratto l'altezza di flusso e la velocità massima sono minori. Il meccanismo di erosione osservato nel modello è simile a quello osservato e misurato da Berger et al. 2011. Queste ultime calibrazioni non riproducono gli eventi e sono da considerare come spunto per il miglioramento del modello in cui si propone di perfezionare o cambiare il criterio di arresto relazionandolo allo sforzo di taglio critico τ_c . Difatti, in natura sia le dinamiche erosive sia quelle deposizionali sono regolate dalla componente in taglio dello sforzo alla base del flusso.
- Le analisi previsionali sono eseguibili con l'approccio classico senza erosione essendo il modello conservativo. Le calibrazioni di *forward – analysis* non sono eseguibili con il nuovo l'approccio con erosione non essendo il criterio di arresto più valido e perché *il plug – in* di erosione è estremamente sensibile al DEM pre- evento inserito per il calcolo del volume.

In ultima conclusione, i metodi dinamici riproducono con l'approccio classico senza erosione gli eventi dell'estate del 2015 nel bacino di Rio Ravina di Cancia. RAMMs- è più conservativo rispetto a DAN3D. Entrambi i modelli esprimono i propri limiti ridotti con l'approccio senza erosione. L'approccio con erosione di DAN3D necessita di una definizione standard del criterio di arresto. La sensibilità estrema del tasso di erosione E dal volume d'innescò inferiore a 1000 m³ ne definisce il limite di applicazione delle analisi previsionali.

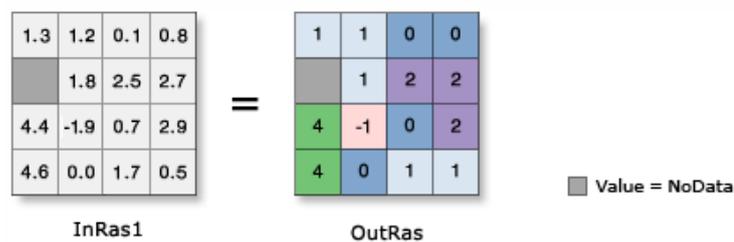
L'approccio con erosione di RAMMs necessita della definizione di un nuovo criterio di arresto per mantenere la validità di applicazione del modello. È consigliato di sviluppare ulteriormente il suo *plug – in* di erosione al fine di includervi un criterio di arresto connesso alle dinamiche erosivo- deposizionali.

8. Appendice

A.1 Valutazione dell'incertezza del cambiamento di volume netto

Sono descritte le specifiche operazioni su *Arc GIS 10.2* necessarie per l'ottenimento del LoD_{min} (livello di precisione della misura, conf. formula 4.2.2) e per il successivo ottenimento dei relativi raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$ (differenza del DEM post- evento col DEM pre- evento i cui valori positivi e negativi sono soggliati col valore minimo della misura rispettivamente positivo e negativo del sopracitato LoD_{min}) degli eventi di colata detritica dell'estate del 2015 a Rio Ravina di Cancia.

- 8.1.1) creazione di uno *shapefile* di poligoni nelle aree con variazione di elevazione;
- 8.1.2) *Int*: si salvano i valori di LoD del raster di DoD da formato *float* (con numeri in virgola mobile) a formato *integer* (numeri interi) al fine di permette la loro lettura dal *tool Raster to polygon* (figura 8.1.1);

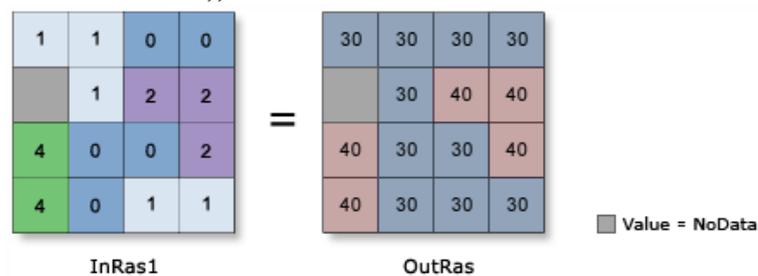


$$\text{OutRas} = \text{Int}(\text{InRas1})$$

Figura 8.1.1: schema della trasformazione dei valori da formato *float* a formato *integer* di un raster nel *tool int* (*Help* di Arc-GIS 10.2)

- 8.1.3) *Con*: si rendono pari a 1 i valori *integer*, diversi da "no data", al fine usare il *tool Raster to Polygon* nella maniera descritta nel testo, imponendo la condizione (figura 8.1.2):

$$\begin{aligned} \forall LoD \in DoD_{LoD_{cutoff}}; \neq no\ data \mid LoD \geq 0, LoD = 1 \\ \forall LoD \in DoD_{LoD_{cutoff}}; \neq no\ data \mid LoD < 0, LoD = 1 \end{aligned} \quad (8.1.1)$$



$$\text{OutRas} = \text{Con}(\text{InRas1}, 40, 30, \text{"Value } \geq 2\text{"})$$

Figura 8.1.2: schema della condizione nel *tool Con*: $\forall Value \in InRas1 \mid Value \geq 2, Value = 40; \forall Value \in InRas1 \mid Value < 2, Value = 30$ su un raster di input *InRas1* di valore *value* (*Help* di Arc-GIS 10.2).

- 8.1.4) *Raster to polygon*: si ottiene lo *polygon-shapefile* dell'estensione areale del raster di DoD il raster omonimo con valori in formato *integer* pari a 1 senza semplificarne la forma (figura 8.1.3);

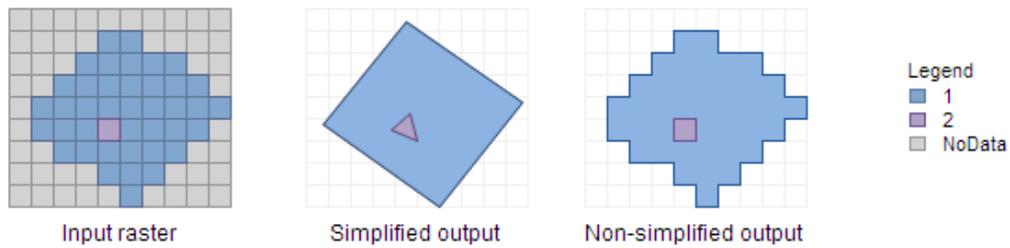


Figura 8.1.3: schema della trasformazione di un raster con valori in formato *integer* in un poligono *shapefile* attraverso il tool *Raster to Polygon* (*Help* di *Arc-GIS 10.3*).

- 8.1.5) *Delete*: si ottiene il raster senza variazione visiva di elevazione eliminando le aree di variazione di elevazione dalle aree di variazione residua dal poligono *DoD* (8.1.4);

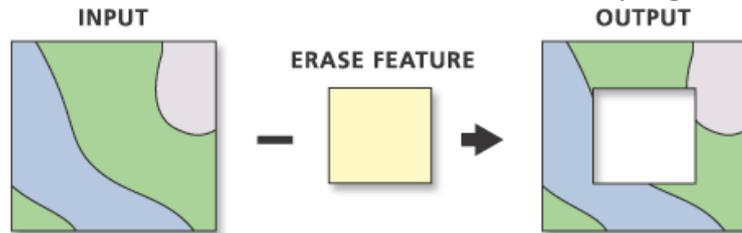


Figura 8.1.4: schema dell'esclusione dell'area di un poligono *shapefile* da un poligono *shapefile* attraverso il tool *erase* (*Help* di *Arc-GIS 10.3*).

- 8.1.6) *Extact value to table*: si estraggono I valori del raster senza variazione di elevazione in una tabella per calcolarne la frequenza di distribuzione.

A.2 Estensione e volume di erosione netta e deposizione netta

Sono descritte le specifiche operazioni su *Arc GIS 10.2*, e minormente su *Golden Software Surfer* e *Microsoft Excel*, necessarie per l'ottenimento dei raster dei volumi di erosione e di deposizione, della loro estensione con anche quella dell'intero *CVN* (cambiamento di Volume netto) e dei relativi volumi degli eventi estivi del 2015 a Rio Ravina di Cancia.

- 8.2.1) *raster calculator*: si definiscono i raster del volume di erosione netta e del volume di deposizione netta inserendovi le rispettive espressioni date dalle formule 4.1.1 e 4.1.3 (8.2.1 e 8.2.2):

$$\text{"SetNull}\left(\left(\text{"DEM}_{post} - \text{"DEM}_{pre}\right) \geq \text{LoD}_{min}, \left(\left(\text{"DEM}_{post} - \text{"DEM}_{pre}\right)\right)\right)" \quad (4.3.1)$$

$$\text{"SetNull}\left(\left(\text{"DEM}_{post} - \text{"DEM}_{pre}\right) \leq \text{LoD}_{min}, \left(\left(\text{"DEM}_{post} - \text{"DEM}_{pre}\right)\right)\right)" \quad (4.3.2)$$

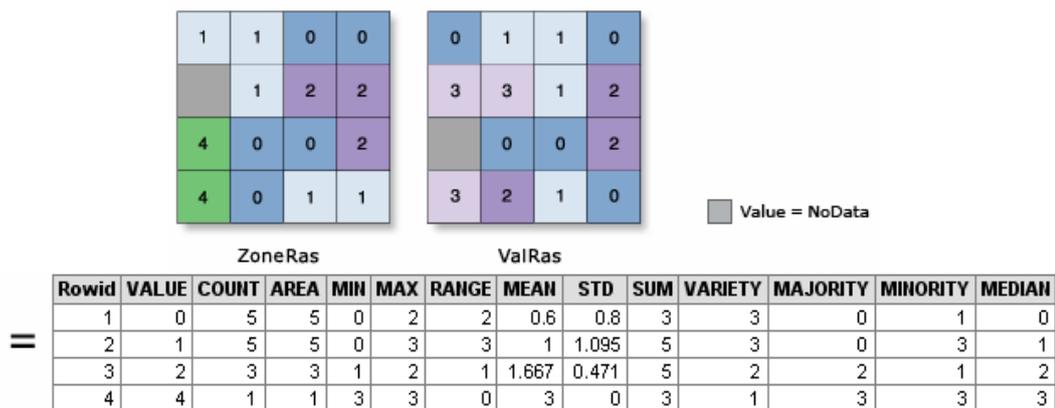
Il volume estraibile dai suddetti raster è già espresso in m^3 dal momento che la risoluzione spaziale dei DEM pre- e post- evento è 1 m^2 . DEM_{post} è il DEM post-evento; DEM_{pre} è il DEM pre- evento e LoD_{min} è livello di indagine della misura dato da due volte la deviazione standard della distribuzione di frequenza a 0.01 m delle celle non impattate dal raster di differenza di DEM post- pre- evento.

- 8.2.2) *Int*: si definisce l'estensione areale dell'erosione netta, della deposizione netta e del *CVN* trasformando i valori dei raster del volume di erosione netta e del volume di deposizione netta da formato *float* a formato *integer*;
- 8.2.3) *Con*: si impone la condizione di trasformare tutti i valori diversi da "no data" dei raster pari a 1:

$$\begin{aligned} \forall \text{LoD} \in \text{DoD}_{\text{LoD}_{cutoff}}; \neq \text{no data} \mid \text{LoD} \geq 0, \text{LoD} = 1 \\ \forall \text{LoD} \in \text{DoD}_{\text{LoD}_{cutoff}}; \neq \text{no data} \mid \text{LoD} < 0, \text{LoD} = 1 \end{aligned} \quad (8.2.3)$$

- 8.2.4) *Zonal statistics*: si ottiene l'estensione areale dei raster di volume eroso netto e dei raster di volume depositato netto in m^2 , pari al loro rispettivo numero di celle,

essendo la loro risoluzione spaziale di 1 m², scegliendo *SUM* nel campo *Statistics type* (figura 8.2.1)



ZonalStatisticsAsTable(ZoneRas, "Value", ValRas, OutTable, "ALL")

Figura 8.2.1: schema della condizione nel *tool Set Null*: $\forall Value \in InRas1 \mid Value = 4, Value = 0; \forall Value1 \in InRas2 \mid Value2 = Value2$ su un raster di input *InRas1* di valore *value2* (Help di Arc-GIS 10.2).

- 8.2.5) Si ottiene l'estensione del *CVN* in m² dal numero di celle N_{CVN} dalla somma del numero di celle del raster del volume di erosione netta e N_{ero} e del raster del volume di deposizione di ogni evento N_{dep} di ogni evento.
- 8.2.6) La sottrazione del numero di celle di variazione di elevazione, N_{var} , dal numero di celle di erosione netta, N_{ero} , e di deposizione netta, N_{dep} con la formula 8.2.3:

$$N_{var} = N_{ero} + N_{dep} \quad (8.2.3)$$

Il volume netto eroso e netto depositato degli eventi è calcolato con cinque procedure dai rispettivi raster di erosione netta e di deposizione al fine di definirne variabilità dei risultati dei metodi (tabella 8.2.1)

	tool/ comando	Software
1	<i>volume</i>	<i>Surfer 13</i>
2	<i>Cut Fill</i>	<i>Arc -GIS 10.2</i>
3	<i>Extract value to table</i>	<i>Arc -GIS 10.2</i>
4	<i>Zonal Statistics as table</i>	<i>Arc -GIS 10.2</i>
5	<i>Surface volume</i>	<i>Arc -GIS 10.2</i>

Tabella 8.2.1: elenco dei comandi / tool con relativo software usati per stimare il volume eroso netto e depositato netta degli eventi del 2015 a Rio Ravina di Cancia

Ogni metodo mantiene la risoluzione spaziale degli output a 1 m², quindi il volume calcolato è in m³.

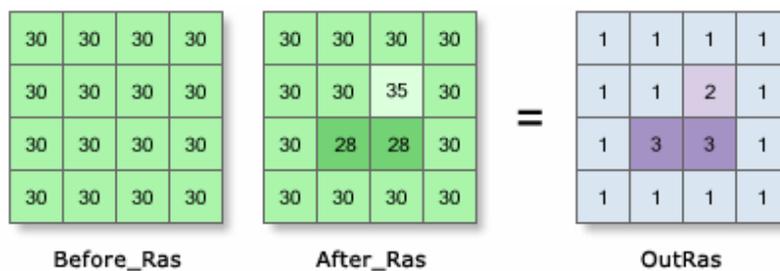
1) comando "*volume*" Golden Software Surfer:

- 8.2.1.1) *Raster to ASCII*: si trasformano i file di erosione e deposizione in formato ESRI GRID, consistente di molteplici file **.adf* in un unico file ASCII in formato **.asc* più facile da trasferire nella cartella di lettura di *Golden Software Surfer 13* (su cui sono svolti i successivi passaggi del metodo);
- 8.2.1.2) *File → Open*: si aprono i file in formato **.asc*;
- 8.2.1.3) *File → Save as*: si trasformano in formato *.DAT*;
- 8.2.1.4) *File → Open*: si aprono in formato **.DAT*;

- 8.2.1.5) *Data* → *Transform* → $C=IF(C=1.70141E+038, 0, C)$: si rendono I valori *no data*, pari a “1.70141E+038”, uguali a “0”;
- 8.2.1.6) *Grid* → *data*: si trasformano i file da formato *.DAT in formato *Surfer.GRID.TXT*;
- 8.2.1.7) *Grid* → *Volume*: ne si calcola il volume con le regole trapezoidale, di Simpson e di Simpson a 3/8.

2) tool “*Cut Fill*”:

- 8.2.2.1) *Con*: si pongono pari a zero i valori delle celle dei file di erosione e deposizione netta al fine di usare i raster creati come limite inferiore e superiore per i rispettivi raster di deposizione e erosione netta nel *tool Cut Fill*;
- 8.2.2.2) *Cut Fill*: si somma l’intervallo compreso nei valori delle celle dei raster di erosione e deposizione netta e i rispettivi raster creati col *tool Con* (figura 8.2.2)



$$\text{OutRas} = \text{CutFill}(\text{Before_Ras}, \text{After_Ras})$$

Figura 8.2.2: schema calcolo del volume col *Tool Cut Fill* (*Help* di *Arc GIS 10.2*)

3) tool “*Extract value to table*”;

- 8.2.3.1) *Extract value to table*: si estraggono i valori delle celle dei raster di erosione deposizione netta
- 8.2.3.2) *Open attribute table* → *Statistics* → *Sum*: si sommano i suddetti valori;

4) *Zonal Statistics as table*:

- 8.2.4.1) *Zonal Statistics as table*: si sommano direttamente i valori delle celle dei raster di erosione deposizione netta;

5) *Surface volume*:

- 8.2.5.1) *Surface volume*: si calcola il volume dei raster di erosione netta e di deposizione netta imponendo come intervallo i raster stessi e il valore z orizzontale pari a zero con la condizione *ABOVE* per la deposizione netta e *BELOW* per l’erosione netta (8.2.3).

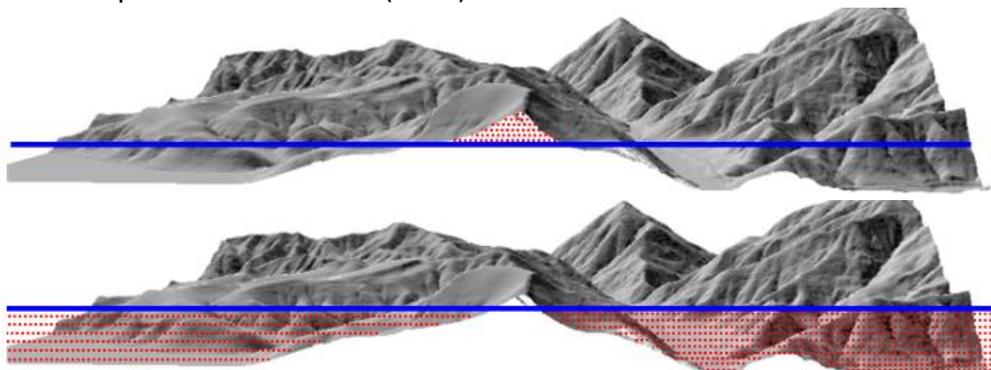


Figura 8.2.3: volume considerato imponendo la condizione *ABOVE* (in alto) e la condizione *BELOW* (in basso) nel tool *Surface Volume* (*Help* di *Arc-GIS 10.2*).

A.3 Suddivisione del cambiamento di volume netto lungo il canale

I dati di input per il metodo automatico su Arc- GIS 10.2 per la suddivisione del volume netto di erosione, del volume netto di deposizione e del *CVN* (cambiamento di volume netto) lungo il canale di propagazione di colata detritica sono:

- polilinea (*polyline shapefile*) il più possibile smussata, senza angoli, che segue il reticolo di drenaggio del canale di propagazione;
- raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$;
- Poligono (*polygon shapefile*) che comprenda interamente il raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$.

In cui il $DoD_{LoD_{cutoff}}$ è il raster di sottrazione del DEM pre- evento al DEM post- evento che non considera l'intervallo fra il valore assoluto di due volte la deviazione standard della distribuzione di frequenza a 0.01 m delle celle non impattate dal raster di differenza di DEM post- pre- evento (cnfr. paragrafo A1 e A2).

L'estrazione della rete idrografica dei canali è necessaria per la definizione della polilinea arrotondata di input del metodo. La definizione del reticolo di drenaggio del pacchetto di *tool Hydrology* di *Arc-Toolbox* individua sul DEM i collettori di impluvio superficiali fino alla sezione di chiusura scelta del bacino idrografico con metodo a flusso singolo, D8, o single flow. Se la ramificazione del reticolo dipende in natura da processi climatici, idrologici, geologici e geomorfologici in atto, in ambiente *GIS* dipende dalla definizione dell'area contribuyente dei collettori di primo ordine, il cui inizio non corrisponde necessariamente con la zona di innesco dei *debris flow*.

8.3.1) *Fill*: si rimuovono le celle di *pit*, depressioni topografiche che altrimenti equivarrebbero a sezioni di chiusura, rendendo il reticolo discontinuo (8.3.1);

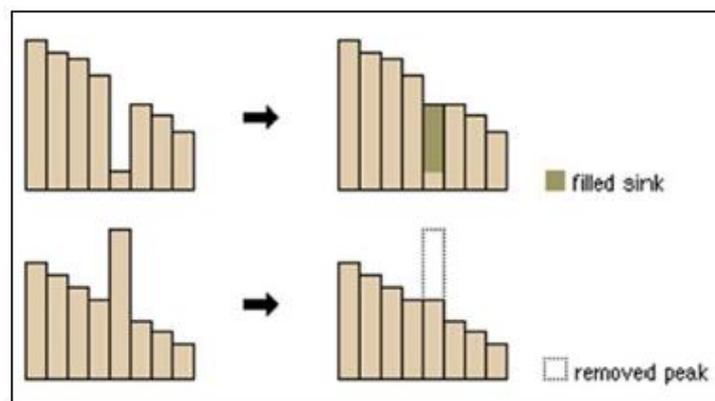


Figura 8.3.1: rimozione di celle di *pit* lungo una riga o colonna di un DEM col *tool fill* (*Help* di *Arc- GIS 10.2*)

8.3.2) *Flow direction*: si estrae la direzione di deflusso nel DEM senza pits (figura 8.3.2);

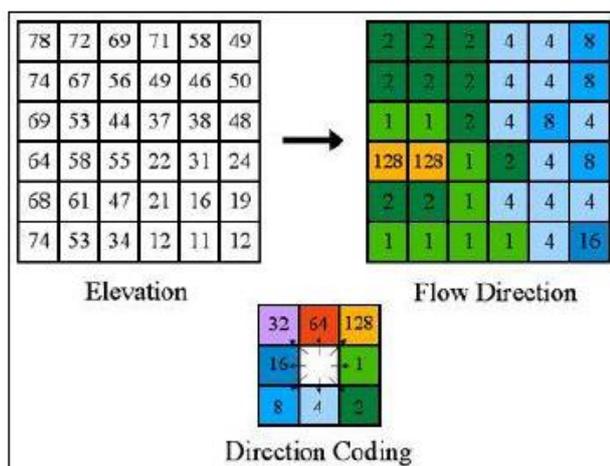


Figura 8.3.2: estrazione della direzione di flusso da un DEM di elevazione col *tool Flow Direction* (*Help* di Arc-GIS 10.2)

8.3.3) *Flow Accumulation*: si calcola in ogni cella del DEM di direzione di flusso la direzione cumulativa di flusso delle celle la cui direzione vi confluisce (8.3.3);

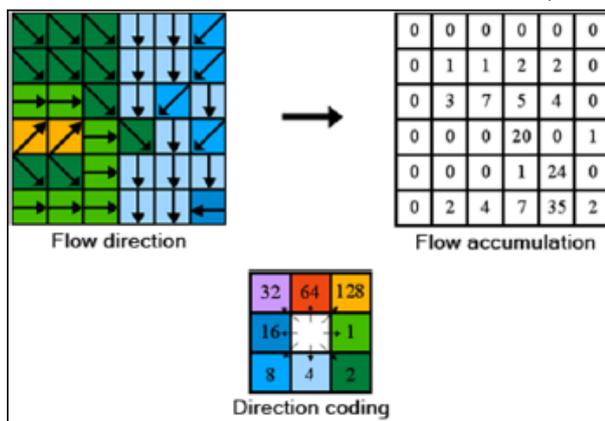


Figura 8.3.3: estrazione della cumulata di flusso da un DEM di direzione di flusso col *tool Flow Accumulation* (*Help* di Arc-GIS 10.2)

8.3.4) *Raster calculator*: si definisce l'area contributiva dei collettori di ordine 1 con una soglia costante scelta visivamente a 3000 per estrarre il reticolo di drenaggio con meno ramificazioni possibili dal momento che al fine del lavoro, interessa la direzione del drenaggio nel canale di propagazione, non nell'area del bacino contributiva alla zona di innesco. Nell'espressione del *tool* si inserisce la formula 8.3.1:

$$Set\ null\left(\left("DEM_{flow\ acc}" \geq A_{cut\ off}\right) = 0, \left("DEM_{flow\ acc}" \geq A_{cut\ off}\right)\right) \quad (8.3.1)$$

In cui:

$DEM_{flow\ acc}$: DEM di flusso cumulato

$A_{cut\ off}$: soglia costante del valore di flusso cumulato per cui si estrae il reticolo di drenaggio. Il valore di flusso è al m^2 , essendo la risoluzione spaziale del DEM del 2011 pari a $1\ m^2$ (figura 8.3.4):

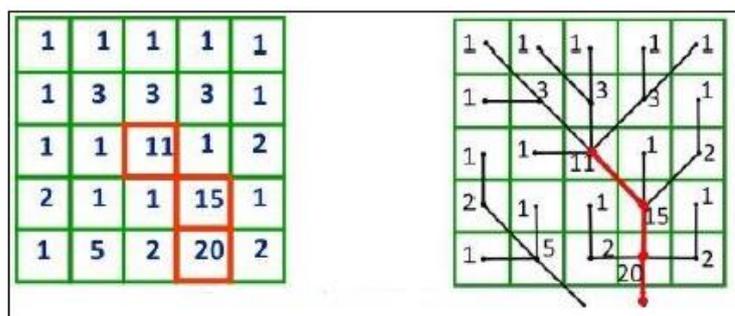


Figura 8.3.4: schema di calcolo della soglia costante di Arc-GIS con esempio di valore a 10 (*Help* di Arc-GIS 10.2)

Le operazioni le vera è propria procedura automatica iniziano sono le seguenti:

8.3.5) *Smooth line*: si arrotondano gli angoli della polilinea del reticolo di drenaggio per renderla di suddivisione del canale con l'interpolazione PEAK (*Polynomial Approximation with Exponential Kernel*) con tolleranza di 1000 (figura 8.3.5);

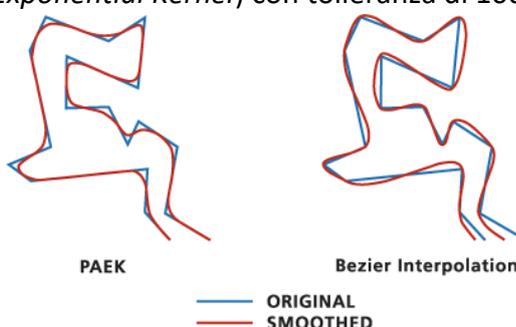


Figura 8-3.5: arrotondamento di una polilinea con l'interpolazione PAEK (*Polynomial Approximation with Exponential Kernel*) e con l'interpolazione di Bezier, la quale discosta visivamente la polilinea arrotondata dall'originale maggiormente nel *tool smooth line* (*Help* di Arc-GIS 10.2)

8.3.6) *Editor*: si dividere la polilinea arrotondata in numero di segmenti uguali pari alla sua lunghezza dal punto iniziale della polilinea tracciato dal punto di innesco, selezionandola in modalità *editor* con l'opzione *Split*.

8.3.7) *Buffer*: si crea un rettangolo di base 60 m e di altezza 1 m pari alla lunghezza dei tratti di suddivisione della polilinea arrotondata al centro di ogni tratto descritto con l'opzione *Dissolve Type: NONE*, imponendo la perpendicolarità della distanza di 30 m con l'opzione *End Type: FLAT* da entrambi i lati dei tratti della polilinea arrotondata con l'opzione *Side Type: FULL*;

8.3.8) *Add field*: per identificare i poligoni con la distanza dal punto di innesco si inserisce il campo "distanza" in formato *float* allo shapefile di rettangoli relativo;

8.3.9) *Calculate Field*: in cui si inseriscono i valori del campo "ID" dello shapefile di rettangoli in cui si inserisce l'espressione in codice PYTHON: "ID = distanza".

8.3.10) *Int*: si salvano i valori di LoD del raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$ da formato *float* a formato *integer* al fine di permette la loro lettura dal tool *Raster to polygon*;

8.3.11) *Con*: si rendono tutti i valori *integer* pari a 1 al fine usare il tool *Raster to Polygon* nella maniera descritta nel testo, imponendo la condizione 8.3.2:

$$\begin{aligned} \forall LoD \in DoD_{LoD_{cutoff}} \mid LoD \geq 0, LoD = 1 \\ \forall LoD \in DoD_{LoD_{cutoff}} \mid LoD < 0, LoD = 1 \end{aligned} \quad (8.3.2)$$

8.3.12) *Raster to polygon*: si definisce l'estensione areale della variazione netta di erosione e deposizione trasformando il *raster* con valori in formato *integer* in uno *shapefile* senza semplificarne la forma;

8.3.13) *Clip*: si limita l'estensione dei rettangoli creati col tool *Buffer* all'estensione areale della variazione netta di erosione e deposizione sagomandone la forma dai rettangoli suddetti (figura 8.3.6)

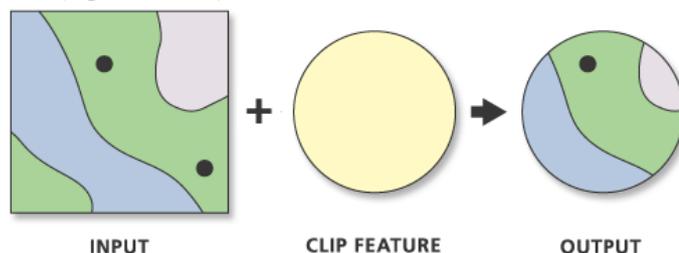


Figura 8.3.6: schema dell'estrazione della forma dello shapefile di taglio dallo shapefile di input attraverso il tool *Clip* (*Help* di Arc-GIS 10.3)

Con questa procedura parziale si ottengono i poligoni di 1 m di lunghezza per la suddivisione del canale di propagazione di debris flow con sovrapposizioni e interstizi. La lunghezza del poligono corrisponde alla lunghezza del tratto della polilinea arrotondata coincidente col suo reticolo di drenaggio.

I passaggi successivi sono necessari per evitare sovrapposizioni o *overlays* e interstizi o *gaps* fra i suddetti poligoni.

8.3.14) *Union*: si dividono i suddetti poligoni laddove si sovrappongono con gli altri. Ogni nuovo poligono dato dalla divisione mantiene il rispettivo valore del campo distanza tramite l'opzione *Join Attribute: ALL* (figura 8.3.7);

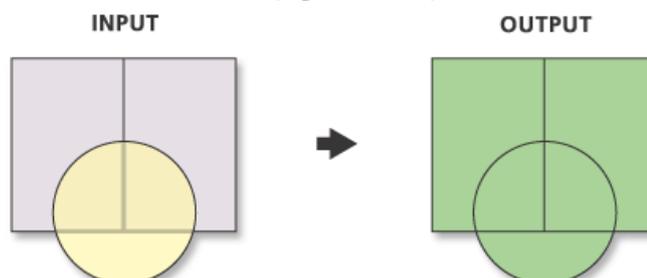


Figura 8.3.7: schema dell'unione di due polygon shapefile e della relativa divisione nelle aree di sovrapposizione nel tool *union* (*Help* di Arc-GIS 10.3).

8.3.15) *Spatial Join*: si uniscono le aree di sovrapposizione dei poligoni dello shapefile non modificato dal tool *union*, unendo uno a uno con l'opzione *Join operation: JOIN_ONE_TO_ONE* i poligoni, elaborati dal tool *union*, in base alla forma uguale con l'opzione *Match option: ARE IDENTICAL TO* mantenendo il valore del campo distanza del poligono più lontano alla zona di innesco con l'opzione *Field option: LAST*

8.3.16) *Select*: si considerano dallo shapefile di output del tool *Spatial Join* solo i poligoni di aree di sovrapposizione effettiva, selezionandoli con l'espressione in PYTHON "Join_Count >= 2";

8.3.17) *Erase*: si ottengono le aree dei poligoni di suddivisione del canale senza le aree di sovrapposizione eliminandole le aree dei poligoni di sovrapposizione effettiva dalle aree dei poligoni di suddivisione del canale passati per il tool *Union*;

8.3.18) *Select*: si rendono i campi di identificazione dei poligoni di output dell'operazione 3.07.13 coerenti col campo di identificazione dei poligoni elaborati dall'operazione 3.0712, inserendo la formula VB: [distanza = distanza_1];

8.3.19) *Merge*: si ottiene lo shapefile dei poligoni di suddivisione del canale lunghi 1 m con *gaps* unendo lo shapefile dei poligoni di suddivisione del canale senza le aree di

sovrapposizione col complementare shapefile dei poligoni delle aree di sovrapposizione (figura 8.3.8);

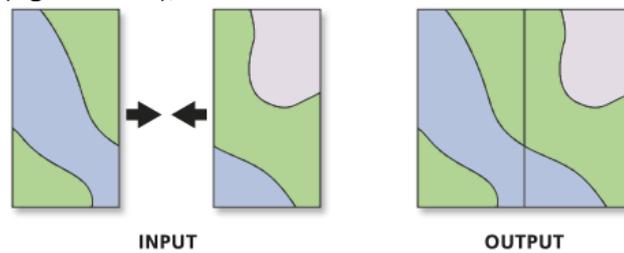


Figura 8.3.8: schema dell'unione di poligoni di 2 shapefile diversi attraverso il *tool merge* (Help di Arc-GIS 10.3).

8.3.20) *Dissolve*: si uniscono i poligoni con la stessa distanza dalla zona di innesco nello shapefile dei poligoni di suddivisione del canale lunghi 1 m con *gap*, inserendo il campo "distanza" nell'opzione *Dissolve_Field(s)* (figura 8.3.9)

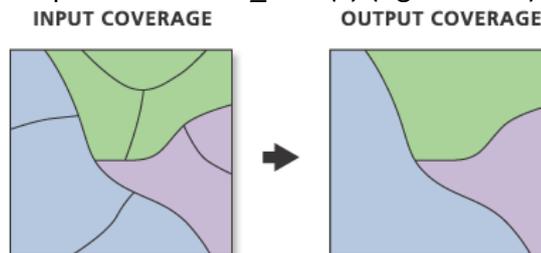


Figura 8.3.9: schema dell'unione dei poligoni dei relativi shapefile attraverso il *tool dissolve* (Help di Arc-GIS 10.3).

8.3.21) *Erase*: per individuare i cosiddetti *gaps* fra i poligoni si elimina l'estensione areale dei poligoni di suddivisione senza aree di sovrapposizione dal poligono comprendente interamente il raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$;

8.3.22) *Clip*: per definire i limiti esterni al canale delle aree di *gap*, le si taglia con la sagoma del raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$ dato dal *tool raster to polygon*;

8.3.23) *Multipart to Singlepart*: si uniscono i poligoni di *gap* in un unico poligono con lo stesso ID per evitare problemi di ID e *bug* di Arc-GIS;

8.3.24) *Spatial Join*: si conferisce il valore del campo "distanza" dei poligoni di suddivisione senza aree di *overlay* e aree di *gap*, ai poligoni di *gap* più vicini con l'opzione *Join Operation: JOIN:ONE_TO_ONE* in base alla distanza minore dal loro centroide con l'opzione *Match option: CLOSEST* assegnandovi il valore del campo "distanza" più lontano alla zona di innesco con l'opzione *Field Option: LAST*;

8.3.25) *Merge*: si ottiene un unico shapefile comprensivo dei poligoni di suddivisione senza aree di *overlay* e aree di *gap* unendo i rispettivi shapefile;

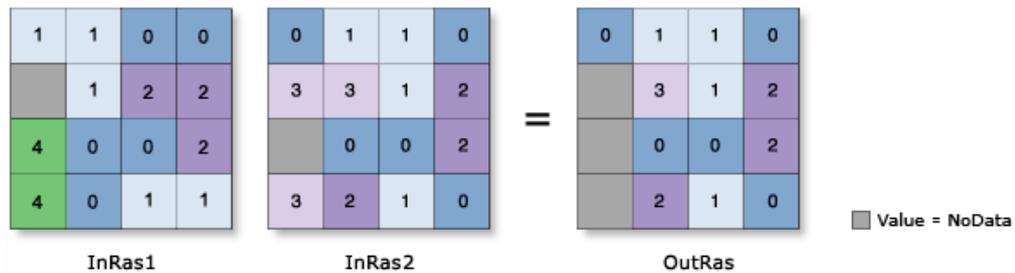
8.3.26) *Dissolve*: si uniscono i poligoni con la stessa distanza dalla zona di innesco nello shapefile comprensivo con la stessa distanza dalla zona di innesco nello shapefile dei poligoni di suddivisione del canale lunghi 1 m senza aree di *overlay* e aree di *gap*, inserendo il campo "distanza" nell'opzione *Dissolve_Field(s)*.

Giunti a questa operazione, si ottengono i poligoni i poligoni di 1 m di lunghezza per la suddivisione del canale di propagazione di debris flow senza *overlays* e *gaps* e si prosegue per l'a suddivisione vera e propria del volume netto di variazione, erosione e deposizione.

8.3.27) *Set Null*: si calcola il raster di erosione netta del raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$ ponendolo pari a $\ln Ras1$ e $\ln Ras2$ e imponendo la condizione 8.3.3 (figura 8.3.10):

$$\forall LoD \in DoD_{LoD_{cutoff}} \mid LoD \leq 0, LoD = LoD$$

$$\forall LoD \in DoD_{LoD_{cutoff}} | LoD > 0, LoD = 0 \quad (8.3.3)$$



`OutRas = SetNull(InRas1, InRas2, "Value = 4")`

Figura 8.3.10: schema della condizione nel tool *Set Null*: $\forall Value \in InRas1 | Value = 4, Value = 0$; $\forall Value1 \in InRas2 | Value2 = Value2$ su un raster di input InRas1 di valore value2 (Help di Arc-GIS 10.2).

8.3.28) *Set Null*: si calcola il raster di deposizione netta del raster di $DoD_{LoD_{cutoff}}$ ponendolo pari a InRas1 e InRas2 e imponendo la condizione 8.3.4

$$\begin{aligned} \forall LoD \in DoD_{LoD_{cutoff}} | LoD \geq 0, LoD = LoD \\ \forall LoD \in DoD_{LoD_{cutoff}} | LoD < 0, LoD = 0 \end{aligned} \quad (8.3.4)$$

8.3.29) *Zonal Statistics as Table*: si calcola il volume dei raster di deposizione netta e erosione netta nei poligoni di suddivisione del canale senza sovrapposizioni e interstizi, scegliendo *SUM* nel campo *Statistics type* e relazionando ogni riga della tabella di output (figura 3.20) con il rispettivo poligono inserendo "distanza" nel campo *Zone Field*.

8.3.30) *Merge*: si uniscono le tabelle di deposizione netta e erosione netta per calcolare la variazione netta di volume nei poligoni di suddivisione del canale;

8.3.31) *Add Field*: si inserisce nella nuova tabella il campo "volume netto" in formato *float*;

8.3.32) *Calculate Field (2)*: si calcola la variazione di volume netto sommando i valori di deposizione netta e erosione netta in ogni poligono, quindi di ogni riga inserendo l'espressione per il campo "volume netto" in VB: `[SUM]+[SUM1]`;

8.3.33) *Table to Excel*: le tabelle in formato **.dbf* di variazione di volume netto, di erosione netta e di deposizione netta sono esportate come documento **.xls* al fine dell'elaborazione dei risultati.

Il metodo non è perfettamente automatico su Arc-GIS 10.2 all'operazione 4.3.6, mentre su Arc-GIS 10.5 lo diventa creando il file di input **.xls* tre colonne A, B, C definite dalle serie:

- colonna A "Route";
 $riga\ 2 = 1; riga\ 3 = 1; riga\ 4 = 1; \dots; riga\ n = 1$ (8.3.5)

- colonna B "partenza":
 $riga\ 2 = 0; riga\ 3 = int * 1; riga\ 4 = int * 2; \dots; riga\ n = int * (n - 2)$ (8.3.6)

- colonna C "distanza":
 $riga\ 2 = int * 1; riga\ 3 = int * 2; riga\ 4 = int * 3; \dots; riga\ n = int * (n - 1)$ (8.3.7)

In cui:

int: lunghezza lungo la polilinea di input del poligono di suddivisione del canale che si vuole creare;

riga n: riga comune alle colonne A,B,C in cui le serie delle colonne B e C sono uguali, con approssimazione per eccesso, alla lunghezza della polilinea di input.

E sostituendo l'operazione 8.3.6 con le operazioni seguenti:

- 8.3.6.1) *Excel to Table*: si trasforma la tabella da formato *.xls a formato *.dbf;
- 8.3.6.2) *Create routes*: si rende la polilinea di input inseribile dal tool successivo;
- 8.3.6.3) *Make Route Event Layer*: si suddivide la polilinea di input in tratti con ID del percorso pari al campo "Route", misurati dal campo "partenza" al campo "distanza" della tabella *.dbf.

A4 Calcolo della pendenza di fondo canale

Il calcolo della pendenza di fondo canale dei DEM pre- evento delle colate dell'estate del 2015 a Rio Ravina di Cancia si compone delle seguenti operazioni su Arc- GIS 10.2

- 8.4.1) si definiscono i poligoni di suddivisione del canale di propagazione con lunghezza di 5 m analogamente alla procedura del paragrafo A.3
- 8.4.2) *Slope*: si distingue visivamente l'area del fondo del canale dall'area delle sue sponde in base alla pendenza del DEM pre- evento;
- 8.4.3) si crea un poligono che circoscriva l'estensione dell'area di fondo canale;
- 8.4.4) *Clip*: si limitano i poligoni di suddivisione del canale alla sola estensione areale del fondo tagliandoli con il poligono creato;
- 8.4.5) *Zonal Statistics as Table*: si estraggono i valori di pendenza media del fondo canale scegliendo *MEAN* nel campo *Statistics type* e relazionando ogni riga della tabella di output con il rispettivo poligono inserendo "distanza" nel campo *Zone Field*.

Nella tabella di output, esportata in Microsoft Excel, si inserisce la formula (8.4.4) per ottenere la pendenza p del tratto:

$$p = \arctan ((h_2 - h_1) / l) \quad (8.4.1)$$

in cui:

p : pendenza da elevazione media

h_2 : valore di elevazione medio delle celle di fondo canale racchiuse nel poligono di a monte del poligono considerato di lunghezza 5 m;

h_1 : valore di elevazione medio delle celle di fondo canale racchiuse nel poligono considerato di lunghezza di 5 m;

l : distanza orizzontale fra i centri dei due poligoni considerati assunta pari alla lunghezza del poligono considerato (5m).

La larghezza del fondo canale, necessaria per la definizione del limite di influenza della pendenza a monte sul volume eroso pari a 4 volte la sua misura (Theule et al, 2015), è stata calcolata coi seguenti tool di *Arc- Toolbox*:

- 8.4.6) si considerano gli stessi poligoni di suddivisione del canale lunghi 5 m ristretti al solo fondo canale nell'operazione 8.4.4 dell'appendice A4;
- 8.4.7) *Polygon to Line*: si definisce la rottura di pendenza morfologica fra fondo canale e sponde idrografiche convertendo lo *shapefile* di poligoni del fondo canale (creati all'operazione 8.3.26 dell'appendice A3) in *shapefile* in polilinee (figura 8.4.1);

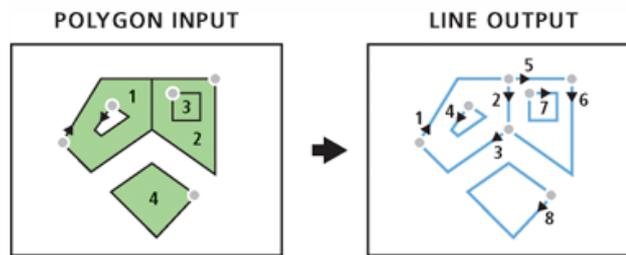


Figura 8.4.1: schema di conversione di *shapefile* di poligoni a *shapefile* di polilinee (*Help* di Arc-GIS 10.02)

- 8.4.8) *Split*: si suddivide la rottura di pendenza fra fondo canale e sponde idrografiche nei tratti del canale di medesima lunghezza scelta (5 m) per il calcolo della pendenza di fondo canale nelle (ottenuti dalle operazioni del punto 8.3.26 dell'appendice A3) dividendo le polilinee tramite i poligoni suddetti inserendo nel campo di divisione il campo "distanza" (figura 8.4.2);

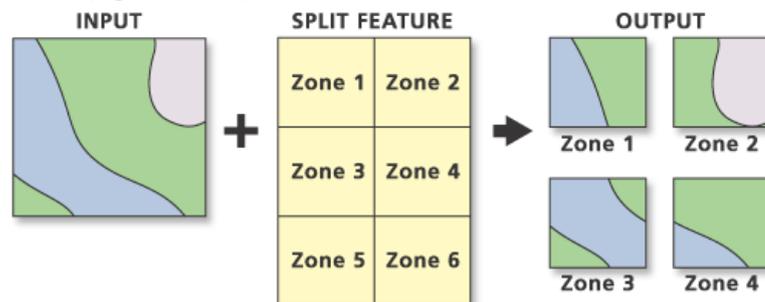


Figura 8.4.2: schema di divisione di *shapefile* tramite poligoni *shapefile* il cui campo di divisione corrisponde a Zone (*Help* di Arc-GIS 10.02)

Le operazioni successive sono richiamate nel Model Builder di *Arc-Toolbox*.

- 8.4.9) *Iterate Feature*: si iterano le operazioni successive per ogni rottura di pendenza "fondo canale – sponde idrografiche" dei tratti rispettivi;
- 8.4.10) *Near*: si misura la larghezza di fondo canale del tratto calcolando la distanza geometrica fra le polilinee della rottura morfologica della sponda idrografica destra e sinistra dello stesso *shapefile* con metodo planare (figura 8.4.3);

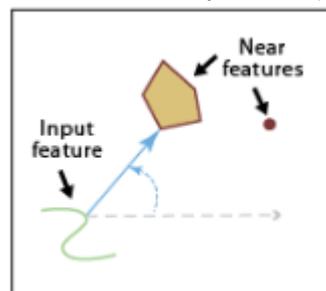


Figura 8.4.3: distanza geometrica fra *shapefile* misurata col tool *Near* (*Help* di Arc-GIS 10.02)

- 8.4.11) *Add Field*: si aggiunge in formato *float* il campo "distanza" allo *shapefile* di cui si è misurata la distanza geometrica;
- 8.4.12) *Calculate Field*: si identifica il suddetto *shapefile* con la distanza dalla zona di innesco inserendo in VB l'espressione per il campo "distanza": [Name], dove *Name* è la stringa identificativa del numero di iterazione uguale al nome dello *shapefile* iterato con nome identico al valore di distanza del relativo tratto dalla zona di innesco;
- 8.4.13) *Table to Table*: si salva il file da formato *.shp in formato *.dbf in un altro spazio di lavoro col nome "%Name%" per evitare che venga sovrascritto dall'iterazione successiva;

Le ultime operazioni non si devono svolgere sullo stesso progetto di *ModelBuilder* essendo le iterazioni concluse.

8.4.14) *Merge*: si uniscono le tabelle coi valori di larghezza di fondo canale e larghezza e distanza dall'origine in un'unica tabella;

8.4.15) *Table to Excel*: si esporta la tabella finale da formato *.dbf a *.xls.

A5 Preparazione degli input di RAMMs- DF

I DEM prima degli eventi di debris flow del 2015 di Cancia per le simulazioni con RAMMs-DF sono stati resi in formato ESRI ASCII grid coi seguenti *tool* di *Arc-Toolbox* su *Arc-GIS* 10.2:

8.5.1) *Raster Calculator*: si definisce un DEM pre- evento del 23/07/2015 e del 04/08/2015, DEM_{pre} , con valori di elevazione esterni alla loro estensione (figura 4.1.1), quindi al canale di propagazione, prendendoli dal DEM del 2011, DEM_{2011} , con l'espressione 8.5.1 (figura 8.5.1):

$$Con(IsNull(DEM_{pre}), DEM_{2011}, DEM_{pre}) \quad (8.5.1)$$

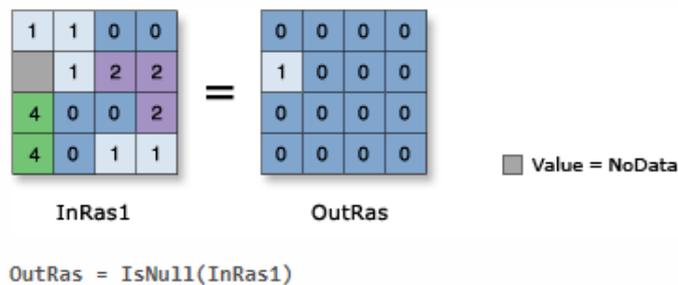


Figura 8.5.1: schema dell'algoritmo *IsNull* su un raster in cui i valori diversi da "no data" vengono posti uguali a zero, e i valori "no data" a 1 (Help di *ArcGIS* 10.2)

8.5.2) *Raster to ASCII*: si trasforma il raster in formato ESRI ASCII grid perché possa essere processato in RAMMs -DF;

8.5.3) si definisce l'area di interesse nel DEM su RAMMs durante la creazione del progetto di simulazione specificandone le coordinate x e y minime e massime ($x_{min} = 1747800.000 m, y_{min} = 5147100.000 m, x_{max} = 1749350.000 m$ e $y_{max} = 5148350.000 m$) del sistema di coordinate adottato, l'*U.T.M.* – *Zone 32N* – *Monte_Mario_Italy_1* (paragrafo 4.1) specificando 1 m per il lato delle celle.

8.5.4) Infine, il DEM è stato ristretto al dominio di simulazione circoscritto all'area impattata dalle simulazioni per ridurre il loro costo e il tempo computazionale senza inserimento di ostacoli ritenuti indistruttibili, siccome entrambi gli eventi hanno dimostrato la loro capacità distruttiva sulle opere di mitigazione attiva site lungo il loro canale di propagazione

A6 Preparazione degli input di DAN3D

I *Path Topography File* di DAN3D o DEM prima degli eventi di *debris flow* del 2015 la cui estensione definisce il dominio di modellazione, sono stati resi in formato Surfer 7 TXT ASCII grid entro il numero massimo di nodi per asse di 1000 tramite la sequenza di operazioni su *Arc GIS* 10.2 E *Golden Software Surfer* 13 seguente:

8.6.1) *Raster Calculator*: si definiscono i DEM pre- evento del 23/07/2015 e del 04/08/2015, con valori di elevazione oltre la loro estensione (4.4.1), quindi oltre il canale di propagazione, prendendoli dal DEM del 2011, analogamente a quanto eseguito per RAMMs – DF (paragrafo 4.6);

- 8.6.2) *Resample*: si predispongono il numero di nodi per asse del file finale in formato Surfer 7 TXT ASCII grid entro il limite di 1000 unità ricampionano i DEM pre- evento comprensivi dei valori di elevazione esterni al canale da celle quadrate di lato 1 m a celle di lato 1.3 m con l'opzione "NEAREST";
- 8.6.3) *Rotate*: per la stessa ragione si ruota in senso antiorario di 4° il DEM pre-evento ricampionato con l'opzione "NEAREST" (figura 8.6.1)

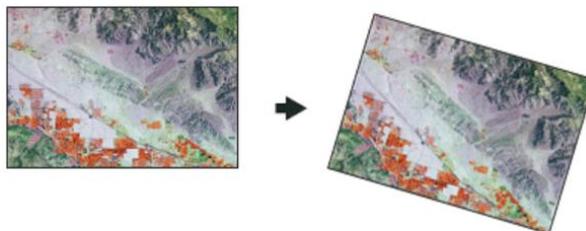


Figura 8.6.1: esempio di rotazione in senso orario di un raster del tool rotate (Help di Arc-GIS 10.2).

- 8.6.4) si crea un poligono quadrato *shapefile*, contenente il canale di propagazione e area di deposizione, per limitare il numero di celle di interesse dei DEM pre- evento al fine di soddisfare la condizione di 1000 nodi dei DEM pre- evento in formato Surfer TXT ASCII *.grd. I lati del poligono sono paralleli al lato delle celle dei DEM pre- evento ricampionati e ruotati con lunghezza pari al lato della cella del DEM moltiplicato per il numero il limite di nodi di DAN3D;
- 8.6.5) *Extract by Mask*: si estrae l'estensione dei DEM pre-evento contenuta entro lo shapefile del poligono quadrato creato per la ragione sopracitata;
- 8.6.6) *Shift*: si traslano i DEM pre- evento all'origine del sistema di riferimento al fine di ridurre il costo e quindi il tempo computazione delle simulazioni di DAN3D. Le coordinate di *offset* da inserire con valore negativo sono le coordinate minime del DEM pari a X min: 1747908 m e Y min: 5147082 m (figura 8.6.2);

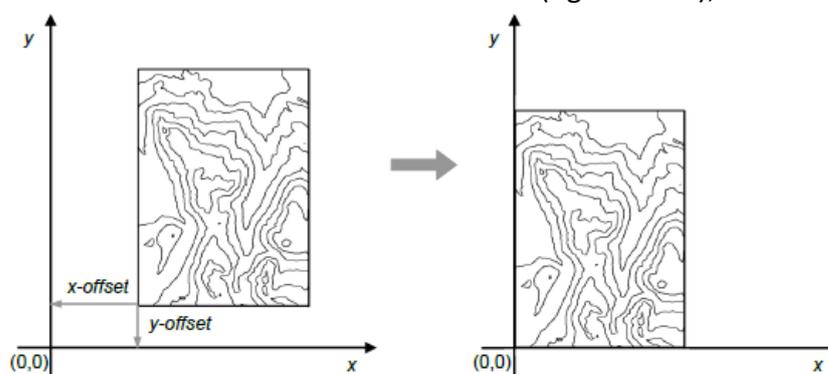


Figura 8.6.2: esempio di eliminazione dell'offset con la traslazione all'origine, di un DEM pre- evento per la riduzione del costo computazionale di DAN3D (O. Hungr Geotechnical Engineering, Inc., 2010)

- 8.6.7) *Raster to ASCII*: si trasforma il raster in formato ESRI ASCII *.grid perché possa essere processato in *Golden Software Surfer 13*;
- 8.6.8) si salvano i DEM pre- evento da formato ESRI ASCII grid a formato Surfer 7 TXT ASCII grid in Surfer 13 (*File* → *open* e *File* → *Save As*);

Il volume d'innescò simulato di DAN3D dato da porzioni di raster di volume eroso netto limitati entro il canale superiore sono stati oggetto delle seguenti operazioni per essere resi in formato Surfer 7 TXT ASCII grid entro il numero massimo di nodi per asse di 1000:

- 8.6.9) *Raster calculator*: si rendono positivi i valori dei sopracitati raster $EROS_{extract}$, con l'espressione 8.6.1:

$$"EROS_{extract}" * - 1 \quad (8.6.1)$$

- 8.6.10) *Resample, Rotate, Shift*: si eseguono gli stessi comandi con gli stessi parametri e per le stesse ragioni della creazione dei *Path Topography File* (operazioni 8.6.2, 8.6.3, 8.66);
- 8.6.11) *Environment* → *Processing Extent* → *Extent* nel *tool Raster to ASCII* per garantire la medesima estensione del path topography file e per processare i file in *Golden Software Surfer 13* ;
- 8.6.12) *File* → *Open*: si aprono i file in formato ESRI ASCII grid;
- 8.6.13) *File* → *Save As*: si salvano i file in formato SURFER 7 TXT ASCII grid;
- 8.6.14) *File* → *Save As*: si trasformano in formato DAT;
- 8.6.15) *File* → *Open*: si aprono in formato DAT;
- 8.6.16) *Data* → *Transform* → $C=IF(C=1.70141E+038, 0, C)$: si rendono I valori *no data*, pari a 1.70141E+038, uguali a zero;
- 8.6.17) *Grid* → *data*: si trasformano i file da formato *.DAT in formato Surfer 7 TXT ASCII grid con l'interpolazione "NEAREST NEIGHBOUR".

A6 Lettura degli output

La distanza di *runout* delle simulazioni con RAMMs- DF e DAN3D è stata misurata importando su Arc – GIS 10.2 i raster di altezza di flusso, *Flow height*, al tempo simulato di arresto dei due modelli nel sistema di riferimento *U.T.M. – Zone 32N – Monte_Mario_Italy_1* in metri a cui sono seguite le operazioni in Model Builder data la vastità di operazioni:

- 8.7.1) *Set Null* di Arc -*Toolbox*: Si crea un poligono *shapefile* che comprende la polilinea arrotondata nel tratto superiore del canale di propagazione di Rio Ravina di Cancia entro cui nessuna simulazione si arresta;

$$\begin{aligned} \forall h_{flow} \in Flow\ height \mid h_{flow} \geq 0.000001, h_{flow} = h_{flow} \\ \forall h_{flow} \in Flow\ height \mid h_{flow} < 0.000001, h_{flow} = 0 \end{aligned} \quad (4.8.1)$$

I file di output di RAMMs conservano le coordinate *x* e *y* dei file di input del suddetto sistema di riferimento contrariamente a quelli di DAN3D in cui è necessario soggettarle al *tool Rotate* in senso orario di 4° con tecnica *NEAREST*, e al *tool Shift* con $x_{off} = 1747908$ m e $y_{off} = 5147082$ m.

- 8.7.2) *tool Raster to Polygon*: si trasformano i raster poi in formato vettoriale o *shapefile* di poligoni a cui si eseguono le operazioni con la polilinea arrotondata lungo il canale dalla zona di innesco creata per la suddivisione del volume netto di variazione nel paragrafo 4.4 che funge da misura della distanza di runout:
- 8.7.3) *Editor*: si crea un poligono *shapefile* che comprende la polilinea arrotondata nel tratto superiore del canale di propagazione di Rio Ravina di Cancia lungo il cui nessuna simulazione si arresta;
- 8.7.4) *Merge*: si unisce ogni poligono di altezza di flusso con una copia del poligono del tratto superiore del canale;
- 8.7.5) *Dissolve*: si dissolvono i poligoni di ciascun *shapefile* creato in un unico poligono;
- 8.7.6) *Identity*: si considerano i tratti della polilinea arrotondata di misura della distanza di *runout*, divisa in tratti di distanza dalla zona di innesco interni al poligono dell'altezza di flusso al tempo di arresto unito col poligono del tratto superiore del canale intersecandola col poligono e identificando i soli tratti interni al poligono con

l'opzione *Identity coverage* "distanza" e l'opzione *Join Attributes NO_JOIN* (figura (8.7.1);

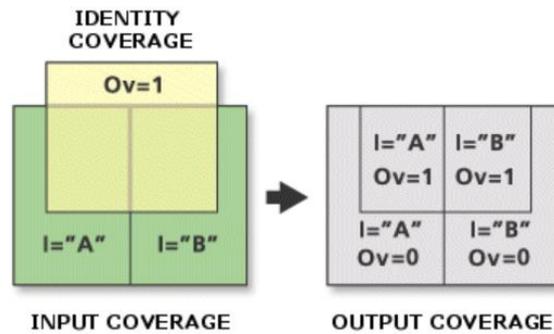


Figura 8.7.1: schema della selezione dello shapefile di poligoni con ID *I* da parte dello shapefile di poligoni con ID *Ov* del tool *Identity* (Help di Arc-GIS 10.02)

- 8.7.7) *Select*: si ottiene la distanza di runout selezionando il valore massimo del campo "distanza" dalla tabella degli attributi dei tratti della polilinea di misura della distanza di runout interni al poligono di altezza di flusso dell'altezza di flusso al tempo di arresto inserendo l'espressione:
- $$\text{distanza} = (\text{SELECT MAX}(\text{"distanza"})\text{FROM INPUT}) \quad (4.8.2)$$
- 8.7.8) Si crea un nuovo progetto in *Model Builder* in cui si iterano gli output del tool *Select* inserendovi l'iteratore *iterate feature*;
- 8.7.9) *Table to Table*: si crea una nuova tabella da ciascun dei poligoni iterati al fine di ottenere le distanze di runout di tutte le simulazioni con RAMMs e DAN3D in formato *dbf*;
- 8.7.10) *Delete field*: si eliminano le colonne non necessarie alla tabella mantenendo solo il campo "select_distanza";
- 8.7.11) *Add field*: si lega l'unica riga del campo distanza col nuovo campo inserito nominato "simulazione" in cui si inserisce il nome dello shapefile iterato;
- 8.7.12) *Calculate Field*: si identifica il suddetto campo il nome dello shapefile iterato inserendo in VB l'espressione per il campo "simulazione": [Name], dove *Name* è la stringa identificativa del numero di iterazione uguale al nome dello shapefile iterato con nome identico al nome della simulazione salvando il file in un altro spazio di lavoro col nome "%Name%" per evitare che venga sovrascritto dall'iterazione successiva;
- 8.7.13) *Merge*: di ottiene una tabella unica di tutte le simulazioni unendo tutte le tabelle salvate da esportare in Microsoft Excel (*Table to Excel*) per l'analisi di sensitività.

9. Bibliografia

- Arattano M., Bertoldi G., Cavalli M., Comiti F., D'Agostino V., Theule, J., 2014. *Comparison of methods and procedures for debris-flow volume estimation*
- Bacchini M., Zannoni A., 2002. *Relation between rainfall and triggering of debris flow: Cause study of Cancia (Dolomites, North-eastern Italy)*. Nat. Hazards and Earth Syst. Sci. 3: 71-79.
- Bartlet P., Bueuhler Y., Christen M., Beublebeiss, Y., Graf C., McArdell B.W., 2013. *RAMMS – rapid mass movement simulation, A modelling system for debris flow in research and in practice, user manual vl 1.6, debris flow*. Manuscript update: 31 January 2013, WSL Institute for Snow and Avalanches Research SLF.
- Berger C., McArdell B.W., Fritschi B., Schlunegger F., 2011. *A novel method for measuring the timing of bed erosion during debris flows and floods*. Water Resources Research, vol 4.
- Berti M., Genevois R., Simoni A., Tecca P.R., 1998. *Field observation of a debris flow event in the Dolomites*. Geomorphology, 29: 265-274.
- Berti M., Simoni A., 2005. *Experimental evidences and numerical modelling of debris flow Initiated by Channel runoff*. Landslides, 2 (3):171-82.
- Berti M., Simoni A., 2007. *Prediction of debris flow inundation areas uninf empirical mobility relationships*. Geomorphology 90, 144-161.
- Breien H., De Blasio F.V., Elverhoi A., Hoeg k., 2008. *Erosion and Morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway*. Landslides 5: 271-280.
- Christen M., Kowalski, J., Bartlet, P., 2010. *RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three- dimensional terrain*. ColdReg. Sci. Tecnol., 63, 1-14.
- Costa J.E., 1984. *Physical geomorphology of debris flows*. In Costa J.E. and Fleischer P.J. (eds) *Developments and Applications in Geomorphology*. Springer Verlag, 268-317.
- Cruden D.M., 1991. *A simple definition of Landslide*. Bulletin International Association for Engineering Geology, 43: 27-29.
- Cruden D.M., Varnes D.J., 1996 *Landslide types and processes*. In Turner, A.K. and Scuster, R.L. (eds). *Landslides Investigation and Mitigation: Transportation Research Board, US National Research Council, Special Report 247, Washington, DC, 36-75*.
- D'Agostino V., Cesca M., Marchi L., 2010. *Field and laboratory investigation of runout distances of debris flows into Dolomites (Eastern Italian Alps)*. Geomorphology (2009) doi: 10.1016/j.geomorph.2009.06.032.
- Dieter I., Capeda J. M, Luna B. Q., Venditti V., 2012. *Back- analyses of run-out for Norwegian quick- clay landslides*. NGI Natural Hazards Project: Work Package 6 – Quick clay.
- Frank F., McArdell B.W., Huggel C., Vieli A., 2015. *The importance of entrainment and bulking on debris flow runout modelling: examples from the Swiss Alps*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 2569-2583.

- Frank F., McArredell B.W., Ogger N., Baer P., Christen M., Vieli A., 2017. *Debris flow Modeling ar Meretshibach and Bendasca catchments, Switzerland: Sensitivity testing of field-data-based entrainment model*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 17, 801-815
- Gregoretti, C. Dalla Fontana, G., 2008. *Rainfall Threshold for the initiation of debris flow by channel-bed failure in the Dolomites*. Debris-flow mitigation: mechanics, prediction and Assesment,s.l.: Milpress,pp. 11-21.
- Hungr O., Morgan G. C., Hellerhals R., 1984. Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. Canadian Geotechnical Journal 21(4): 663 – 677.
- Hungr O., 1995. *A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flow, and avalanches*. Canadian Geotechnical Journal 32: 610 – 623.
- Hungr O., Evans S. G., Bovis M.J., Hutchinson J.N., 2001. *A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type*. Enviromental and Engineering Geoscience, vol 7: 221 -238.
- Hungr O., Leroueil S., Picarelli L., 2014. *The Varnes classification of landslide type, an update*. Landslides 11: 167 -194.
- Hungr O., Corominas J., Eberhardt E., 2017. *Estimating landslide motion mechanism, travel distance and velocity*.
- Iverson R.M., 1997. *The Physics of Debris Flows*. Reviews of Geophysics 35 (3): 245 -96.
- Iverson R. M., Reid M. E., Logan M., LaHusen R. G., Godt G. W., Griswold J. P., 2011. *Positive Feedback and momentum growth during debris -flow entrainment of wet bed sediment*. Nature geosciences, vol 4.
- Longhi G., 2017: *Analisi morfometrica del bacino di colata detritica di Cancia*. Tesi di laurea in Scienze Geologiche. Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, Università di Bologna.
- Jakob M., Hungr O., 2005. *Debris-flow Hazards and related Phenomena*. Berlin, Heidelberg: Praxis Publishing Ltd.
- Joshua Theule, Liebault F., Loye A. Laigle D., 2015. *Spatial Variability of Cannel Erosion by Debris-Flows (Field observations in the French Alps*. In G. Lollino et al. (eds), *Engineering Geology for Society and Territory – Volume 3*
- McDougall S. Hungr O., 2004. *A model for the analysis of rapid landslide motion across three-dimensional terrain*. NRC Research Press Web site (<http://egi.nrc.ca>.)
- McDougall S. Hungr O., 2005. *Dynamic modelling of entrainment in rapid landslides*. NRC Research Press Web site (<http://egi.nrc.ca>.)
- McDougall S. 2006. *A new continuum dynamic model for the analysis of extremely rapid landslides motion across complex 3D terrain*. The University of British Columbia
- McDougall S. 2014. *2014 Canadian Geotechnical Colloquium: Landslide runout analysis - current Challenges*. Canadian Geotechnical Journal 54: 605 -620.
- Mantovani F. Patusto A., Silvano S., 2002. *Definition of the elements at risk and mitigation measures of the Cancia debris flow (Dolomites, northeastern Italy)*. Engineering Geology for

developing Countries, Proceedings of 9th congress of the international association for engineering geology and the environment, Durban, pp. 16-20.

McCoy S. V., Kean J. V., Coe J.A., Tucker G. E., Staley D.M., Wasklewicz T. A., 2012. Sediment entrainment by debris flow: *In situ measurements from the headwaters of a steep catchment*. Journal of geophysical research, vol. 117, F03016.

Neri C., Giannola P., Furlani S., Caputo R., Bosellini A., 2007. *Foglio 029: Cortina d'Ampezzo*. CARG (eds), Note Illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, 202.

O. Hungr Geotechnical Engineering, Inc., 2010: *DAN3D, Dynamic Analysis of Landslides in Three Dimensions*.

Reid M.E., Coe J.A., Brien D.L., 2016. *Forecasting inundation from debris flows that grow volumetrically during travel, with application to the Oregon Coast Range, USA*. Geomorphology, 273: 396-411.

Rickenmann D., Laigle D., McArdell B.W., Hubl J., 2006. *Comparison of 2D debris flow simulation models with field events*. Computational Geosciences 10: 24.1 -264.

Salm B., 1993. *Flow transition and runout distances of flowing avalanches*. Ann. Glaciol., 18, 221-226.

Schiedl C., Rickenmann D., McArdell B.W., 2013. *Runout Prediction of Debris Flows and Similar Mass Movements*. In Margottini et al. 2013 (eds) Landslides Science and Practice, vol 3.

Schraml K., Tomshitz B., McArdell B.W., Graf C., Kaitna R., 2015. *Modelling debris flow runout patterns on two alpine fans with different dynamic simulation models*. Nat. Hazards and Earth Syst. Sci. 3. 1397 -1425.

Schurch P., Densmore A.L. Rosser N.J.; McArdell B.W., 2011. *Dynamic Control on erosion and on deposition on debris flow fans*. The Geological Society of America.

Simoni A., Mammoliti M., Graf C., 2012. *Performance of 2D debris flow simulation model RAMMS, Back – analysis of field events in Italian Alps*.

Takahashi T., 1991. *Debris flow* s.l.: Balkema.

Takahashi T., 2007. *Debris flow; mechanics, prediction and countermeasures* s.l.: Balkema.

Theule J.L., Liebault F., Loye A. Laigle D., Jaboyedoff M., 2012. *Sediment budget monitoring of debris flow and bedload transport in the Manival Torrent, SE France*. Nat. Hazards and Earth Syst. Sci. 12: 731-749.

Theule J.L., Liebault F., Loye A. Laigle D., Jaboyedoff M., 2015. *Channel scour and fill by debris flows and bedload transport*. Geomorphology 243: 92-105

Van Wazer J.R., Lyons, J. W., Kim K. J. Colwell, R. E., 1963. *Viscosity and Flow Measurement - A laboratory handbook of Rheology*. Interscience, Wiley.

Voellmy A, 1955. *Über die Zerstroungskraft von Lawinen*. Schweizerische Bauzeitung, Jahr. 73, 159 -162.

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 Surface Processes and Landforms* 35, 136–156.

Williams R.D., 2012: DEMs of Difference (using DODs to quantify landscape change and uncertainty analysis in DoDs) - In: Clarke, L. (Ed.) *Geomorphological Techniques* (Online Edition). British Society for Geomorphology; London, UK. ISSN: 2047-0371

10. Sitografia

<http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.2/> (consultazione manualistica software ArcGIS 10.2.2)

http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/29_CORTINA_DAMPEZZO/Foglio.html
(consultazione Carta Geologica d'Italia; foglio 029, foglio Cortina d'Ampezzo, scala 1:5000).

Ringraziamenti

Ringrazio il professor Alessandro Simoni per i preziosi insegnamenti durante il percorso di studio e per il tempo e le possibilità offertami con la preparazione e redazione della mia tesi.

Ringrazio il personale dell'NGI per l'aiuto per la preparazione della tesi e ringrazio le persone conosciute a Oslo.

Ringrazio il personale del WLS per la possibilità dell'utilizzo di RAMMs -DF.

Ringrazio la mia famiglia e amici che mi hanno sostenuto sempre durante il lungo periodo di preparazione della tesi.

Ringrazio particolarmente mio padre per avermi sempre supportato nella vita e nel mio percorso di studi.