

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
Dip. **T**erritorio **e** **S**istemi **A**gro-**F**orestali

Corso di laurea magistrale in Scienze Forestali e Ambientali
Indirizzo Protezione del Territorio

Simulazione degli eventi di colata detritica avvenuti nei bacini del Rio Lazer (TN), Fiames (BL) e Cancìa (BL) mediante i codici di calcolo *"D.F.R.M."* e *"T.R.E.N.T.2D-df"*

Relatore
Dr. Carlo Gregoretti
Correlatore
Dr. Massimo Degetto

Laureando
Mauro Boreggio
Matricola n.
1035837

ANNO ACCADEMICO 2013-2014

PREFAZIONE

Da sempre, quando ci si avvicina all'ambiente montano si rimane allietati dalle forti emozioni che suscitano tutte le sue componenti: dalla maestosità delle vette all'imponenza delle pareti rocciose, dall'unicità dei contesti floreali e faunistici alla pittoresca bellezza dei panorami, dal caos melodico delle acque torrenziali di monte alla quiete delle "spiagge detritiche" di valle.

E' inevitabile però che quando ci si concentra in un'attenta lettura dei segni del territorio, si rimanga inoltre colpiti dall'evidenza del forte rischio idro-geologico intrinseco a questo particolare ambiente. Gli eventi naturali che generano ed evolvono in ambiente montano, in particolare le colate di detrito, rendono difatti indispensabile un continuo monitoraggio e presidio territoriale finalizzato alla mitigazione del rischio idro-geologico stesso. E' vero inoltre che la frequenza ma soprattutto la magnitudo degli eventi naturali negli ultimi decenni è sensibilmente aumentata in conseguenza al progressivo manifestarsi di due fenomeni concomitanti: l'evoluzione-trasformazione del territorio e l'evidente cambiamento climatico in corso.

Le colate detritiche sono eventi naturali che fanno parte della famiglia dei fenomeni fisici che, nella sua accezione generale, comprende tutti quei processi connessi al trasporto di materiale solido da parte di una corrente idrica. A causa di ciò questi flussi presentano un elevato potenziale distruttivo, in quanto combinano al carico cinetico della corrente l'impatto del materiale solido trasportato.

Da sempre le aree montane (e non solo) convivono forzatamente con questa tipologia di fenomeni naturali. La mitigazione del rischio da colate di detrito si concretizza in una delle sfide più ardue da affrontare poiché connotata dalla necessità di conciliare sviluppo e sicurezza. Tuttavia, oggigiorno, grazie alle conoscenze acquisite è possibile attuare una pianificazione territoriale tale da limitare l'incremento del già elevato danno potenziale dovuto all'incosciente sviluppo urbanistico ed infrastrutturale di questi contesti. Sfruttando dei software specifici ed i sistemi di monitoraggio del territorio è inoltre possibile prevedere l'eventuale manifestarsi di una situazione critica, riuscendo quindi a gestire al meglio la fase di allertamento.

Il lavoro che si andrà a svolgere nel presente lavoro di tesi è mirato a verificare la capacità predittiva di due modelli numerici, di cui uno concettuale (il modello di

propagazione a celle *D.F.R.M.*) ed uno che risolve le equazioni che governano il moto in ipotesi di distribuzione idrostatica delle pressioni (il modello di propagazione ai volumi finiti bidimensionale *T.R.E.N.T.2D-df*). Tali codici, in base alla morfologia del terreno, all'uso-copertura del suolo[1] e all'idrogramma solido-liquido di entrata, sono in grado di simulare la propagazione di una colata di detrito sia canalizzata che di versante. In particolare, i modelli numerici suddetti verranno testati su tre diversi casi studio reali: la colata di detrito di Fiames del 05/07/2006 (BL), la colata di detrito del Rio Lazer del 4/11/1966 (TN) ed infine la colata di detrito del canale di Ravina di Cancìa del 18/07/2009 (BL) durante la quale persero la vita due persone. I risultati ottenuti saranno dunque analizzati criticamente per ciò che concerne le volumetrie solide movimentate, l'estensione areale raggiunta dal detrito e la stima dell'entità dei fenomeni di erosione e di deposito. Le informazioni desunte dalle simulazioni numeriche di back-analisi degli eventi suddetti verranno dunque impiegate per la modellazione della dinamica della colata di detrito di Cancìa in riferimento alla situazione topo-geo-morfologica attuale, considerando un evento di progetto con tempo di ritorno pari a 300 anni.

Durante il presente lavoro di tesi verrà inoltre testata la possibilità di utilizzare l'algoritmo del kriging (Kriging non stazionario) per l'interpolazione di dati topografici desunti dalla Carta Tecnica Regionale (scala 1:5.000) al fine di produrre modelli digitali da impiegare nella modellazione numerica di colate di detrito di versante (o comunque non canalizzate).

[1] Solo per il modello di propagazione a celle *D.F.R.M.*

SOMMARIO

1 INQUADRAMENTO CASO STUDIO DI FIAMES (BL) 1

1.1 INQUADRAMENTO TERRITORIALE **1**

1.2 ANALISI DEL SISTEMA BACINO-CONOIDE DI FIAMES **8**

1.3 DESCRIZIONE DELLO STATO ATTUALE DEI LUOGHI **21**

1.4 ANALISI STORICA DEI DEBRIS-FLOW OCCORSI A FIAMES E DESCRIZIONE DELL'EVENTO DEL 05/07/2006 ..... **23**

2 INQUADRAMENTO CASO STUDIO DEL RIO LAZER (TN) 37

2.1 INQUADRAMENTO TERRITORIALE **37**

2.2 ANALISI DEL SISTEMA BACINO-CONOIDE DEL RIO LAZER **38**

2.3 DESCRIZIONE DELLO STATO ATTUALE DEI LUOGHI **47**

2.4 ANALISI STORICA DEI DISSESTI OCCORSI NEL BACINO DEL RIO LAZER **49**

3 INQUADRAMENTO CASO STUDIO DI CANCIA (BL) 53

3.1 INQUADRAMENTO TERRITORIALE **53**

3.2 IL CANALE DI RAVINA DI CANCIA TRA LE QUOTE 2500 E 1344 m s.l.m. **55**

3.2 DESCRIZIONE DELL'EVENTO DEL 18/07/2009: PLUVIOMETRIA, IDROLOGIA, TESTIMONIANZE E RILIEVI POST-EVENTO **63**

4 PREPARAZIONE DEL D.T.M. DEL CONOIDE DI FIAMES 69

4.1 CENNI PROPEDEUTICI DI GEOSTATISTICA AMBIENTALE **69**

4.1.1 COS'E' LA GEOSTATISTICA AMBIENTALE **69**

4.1.2 VARIABILI REGIONALIZZATE (VR) E FUNZIONI ALEATORIE (FA) **71**

4.1.3 MOMENTI DEL PRIMO E SECONDO ORDINE DI UN CAMPO ALEATORIO Z .. **73**

4.1.4 IPOTESI DI STAZIONARIETA' DEL SECONDO ORDINE E INTRINSECHE **75**

4.1.5 STIMATORI DELLE MISURE DI CORRELAZIONE SPAZIALE **78**

4.1.4 PROPRIETA' DELLA FUNZIONE VARIOGRAMMA **80**

4.2 MODELLO DIGITALE DEL CONOIDE **80**

4.2.1 INTERPOLAZIONE COL METODO DEL T.I.N. **80**

4.2.2 INTERPOLAZIONE COL METODO DEL VICINATO NATURALE **82**
4.2.3 INTERPOLAZIONE COL METODO DEL KRIGING NON STAZIONARIO **84**
4.2.4 SCELTA DEL D.T.M. DA UTILIZZARE NELLE SIMULAZIONI..... **118**

5 PREPARAZIONE DEL D.T.M. DEL CONOIDE DEL RIO LAZER 122
5.1 RECUPERO DELLE INFORMAZIONI STORICHE **122**
5.2 MODELLO DIGITALE DEL CONOIDE..... **123**

6 IL MODELLO DI INNESCO DELLA COLATA DI DETRITO 125
6.1 IL MODELLO MATEMATICO DI INNESCO DELLA COLATA **125**
6.2 IL MODELLO MATEMATICO DELL'IDROGRAMMA SOLIDO-LIQUIDO DELLA COLATA **129**
6.3 CARATTERIZZAZIONE IDROLOGICO-IDRAULICA E IDROGRAMMA SOLIDO-LIQUIDO DELLA COLATA DI FIAMES **134**
6.2 CARATTERIZZAZIONE IDROLOGICO-IDRAULICA E IDROGRAMMA SOLIDO-LIQUIDO DELLA COLATA DEL RIO LAZER..... **142**
6.2 CARATTERIZZAZIONE IDROLOGICO-IDRAULICA E IDROGRAMMA SOLIDO-LIQUIDO DELLA COLATA DI CANCIA..... **149**

7 SIMULAZIONI DI BACK-ANALISI MEDIANTE IL MODELLO DI PROPAGAZIONE A CELLE *"D.F.R.M."* 154
7.1 SIMULAZIONE DI BACK-ANALISI DELLA COLATA DETRITICA DI FIAMES DEL 05/07/2006..... **154**
7.2 SIMULAZIONE DI BACK-ANALISI DELLA COLATA DETRITICA DEL RIO LAZER DEL 04/11/1966..... **171**
7.3 SIMULAZIONE DI BACK-ANALISI DELLA COLATA DETRITICA DEL CANALE DI RAVINA DI CANCIA DEL 18/07/2009..... **179**

8 SIMULAZIONI DI BACK-ANALISI MEDIANTE IL MODELLO DI PROPAGAZIONE AI VOLUMI FINITI BIDIMENSIONALE *"T.R.E.N.T.2D-df"*..... 192
8.1 INTRODUZIONE AL *"T.R.E.N.T.2D-df"*..... **192**
8.2 SIMULAZIONE DI BACK-ANALISI DELLA COLATA DETRITICA DI FIAMES DEL 05/07/2006..... **194**
8.2.1 RISULTATI DELLE SIMULAZIONI ESEGUITE UTILIZZANDO IL D.T.M. INTERPOLATO CON L'ALGORITMO DEL KRIGING NON STAZIONARIO ... **197**

4.8.2 RISULTATI DELLE SIMULAZIONI ESEGUITE UTILIZZANDO IL D.T.M. OTTENUTO MEDIANTE "INTEGRAZIONE CONDIZIONALE" **202**

8.3 SIMULAZIONE DI BACK-ANALISI DELLA COLATA DETRITICA DEL RIO LAZER DEL 04/11/1966 ..... **207**

8.4 SIMULAZIONE DI BACK-ANALISI DELLA COLATA DETRITICA DEL CANALE DI RAVINA DI CANCIA DEL 18/07/2009 ..... **213**

9 MODELLAZIONE DELLA COLATA DETRITICA DI CANCIA ALLO STATO DI FATTO (2013) 230

9.1 D.T.M. E SEZIONI DI INLET DELLO SCENARIO DI PROGETTO **230**

9.2 IDROGRAMMI DI INNESCO UTILIZZATI NELLE SIMULAZIONI **233**

9.2.1 IDROGRAMMA SOLIDO-LIQUIDO DI INNESCO (SEZ. INLET A) **234**

9.2.2 IDROGRAMMA LIQUIDO DI INNESCO (SEZ. INLET B) **238**

9.2.3 ACCOPPIAMENTO DEI DUE IDROGRAMMI DI INNESCO **239**

9.3 MODELLAZIONE ALLO STATO DI FATTO MEDIANTE IL CODICE DI PROPAGAZIONE A CELLE *"D.F.R.M."* **241**

9.4 MODELLAZIONE ALLO STATO DI FATTO MEDIANTE IL CODICE DI PROPAGAZIONE AI VOLUMI FINITI BIDIMENSIONALE *"T.R.E.N.T. 2D-df"* **255**

CONCLUSIONI 261

APPENDICE A: IL KRIGING NON STAZIONARIO 266

APPENDICE B: IL MODELLO A CELLE "*D.F.R.M" (DEBRIS FLOW ROUTING MODEL)* 271

B.1 DESCRIZIONE DEL MODELLO **271**

B.2 IMPLEMENTAZIONE DEL MODELLO **272**

B.2.1 L'EQUAZIONE DI CONTINUITA' **273**

B.2.2 DEFLUSSO TRA CELLE ADIACENTI **274**

B.2.3 EROSIONE E DEPOSITO **275**

B.2.4 STRUTTURA DELL'ALGORITMO **276**

APPENDICE C: IL MODELLO AI VOLUMI FINITI BIDIMENSIONALE "*T.R.E.N.T.2D-df" (TRANSPORT IN RAPIDLY EVOLUTIVE NATURAL TORRENT)* 279

C.1 CENNI AL MODELLO MATEMATICO E NUMERICO **279**

APPENDICE D: SINTESI RISULTATI COMPARAZIONE ANALITICA MISURATO-SIMULATO MEDIANTE IL CODICE *"D.F.R.M."* E RELATIVE COMBINAZIONI PARAMETRICHE .....

D.1 COLATA DETRITICA DI FIAMES DEL 05/07/2006.....

D.2 COLATA DETRITICA DEL RIO LAZER DEL 04/11/1966.....

APPENDICE E: SINTESI RISULTATI COMPARAZIONE ANALITICA MISURATO-SIMULATO MEDIANTE IL CODICE *"T.R.E.N.T.2D-df"* E RELATIVE COMBINAZIONI PARAMETRICHE .....

E.1 COLATA DETRITICA DI FIAMES DEL 05/07/2006 .....

E.2 COLATA DETRITICA DEL RIO LAZER DEL 04/11/1966 .....

BIBLIOGRAFIA .....

1. INQUADRAMENTO CASO STUDIO DI FIAMES (BL)

Nel presente capitolo dopo un breve inquadramento territoriale dell'area oggetto di studio verrà fornita una descrizione di dettaglio del bacino e del conoide del Pomagagnon concludendo quindi con la descrizione dello stato attuale dei luoghi e con l'analisi degli eventi storici con particolare riferimento alla colata di detrito occorsa il 5 luglio 2006.

1.1 Inquadramento territoriale

L'area oggetto di studio nel presente capitolo ricade nel *gruppo montuoso del Pomagagnon* (Dolomiti) ed è ubicata sul versante in sinistra idrografica della valle del torrente Boite, a nord di Cortina d'Ampezzo (BL) al chilometro 106 della SS51 Alemagna in località Fiames (figura 1.1). Si tratta di un'area rappresentativa dell'ambiente Dolomitico sia dal punto di vista geo-litologico che dal punto di vista geomorfologico, essendo interessata da numerose colate di detrito, sia canalizzate che di versante, alcune di queste aventi una frequenza di accadimento annuale. Ciò si verifica maggiormente nei versanti posti alle base delle pareti rocciose, laddove il continuo rifornimento di materiali clastici pone in essere condizioni di alimentazione solida illimitata[1] (assenza della variabile rappresentata dal tempo di ricarica). Le colate detritiche, nell'area di Cortina d'Ampezzo, avvengono generalmente in estate e nel primo autunno e sembrano essere sempre originate dalla transizione progressiva di frane superficiali in colata di detrito a causa di un effetto congiunto di dilatanza (con conseguente aumento del volume dei vuoti e successiva acquisizione di acqua e rimaneggiamento del detrito) e liquefazione del detrito dovuta ad un improvviso e rapido aumento della pressione neutra. Questa condizione è generalmente associata a eventi pluviometrici intensi, spazialmente limitati e di breve durata (prossima al tempo di corrivazione dei bacini di alimentazione)[2].

[1] Da notare che esiste una relazione di proporzionalità inversa tra la frequenza di accadimento di fenomeni di trasporto massivo (in termini di numero di eventi/anno) e la magnitudo degli stessi. In genere, nei bacini cosiddetti ad alimentazione solida limitata la frequenza di accadimento di fenomeni massivi è di circa 1 evento/15 anni con un'attività media di ricarica del bacino di circa 500 m³/anno, mentre nei bacini cosiddetti ad alimentazione solida illimitata la frequenza di accadimento di fenomeni massivi è di circa 1 evento/1,5 anni con un'attività di ricarica media del bacino di circa 4000 m³/anno. Ciò significa che nel primo caso la magnitudo media di una colata di detrito è di circa 7500 m³, mentre nel secondo caso è di circa 6000 m³ *(d'Agostino, 2013)*.

[2] Altra probabile modalità d'innesco di flussi detritici è per *firehose effect* (innesco su falda detritica).

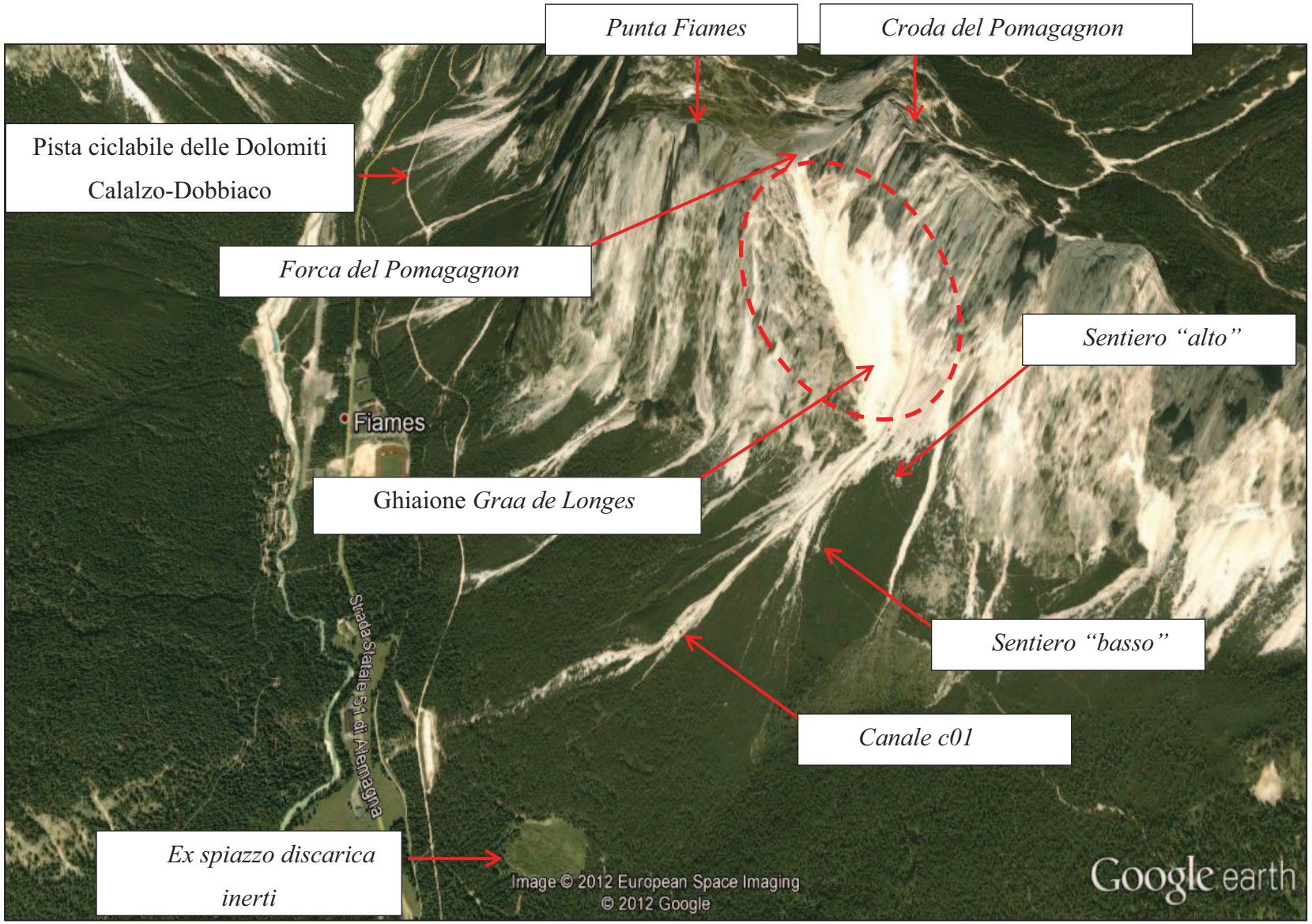


Fig. 1.1: vista tridimensionale dell'area oggetto di studio (immagine tratta da Google Earth).

La Valle Superiore del Torrente Boite è ubicata nelle Dolomiti Orientali, appartenenti alle Alpi Meridionali, che si estendono a sud della *linea tettonica Insubrica*. Questo importante elemento strutturale separa le falde Alpine metamorfiche dalle Alpi meridionali, costituite principalmente da rocce sedimentarie. Nell'area di studio affiorano formazioni pre-quaternarie che coprono un intervallo nella scala dei tempi geologici tra il Carnico ed il Miocene Inferiore. Al di sopra delle formazioni appena descritte si estendono con spessori vari i depositi quaternari, spesso accumuli di frana, alcuni dei quali di notevoli dimensioni. I depositi quaternari di origine non gravitativa sono costituiti da depositi glaciali, fluviali e lacustri. Questi ultimi furono depositati a causa di sbarramenti della valle ad opera di corpi morenici o di frana.

Il *gruppo montuoso del Pomagagnon* è un complesso dolomitico formato da una serie di aspre creste rocciose che, partendo dalla località Fiames (BL), si sviluppano in direzione S-E per circa 5 Km, con una quota in vetta compresa tra i 2.100 e i 2.450 m s.l.m. La cima più settentrionale del gruppo è *Punta Fiames* ed è separata da *Croda del Pomagagnon* da una forcella denominata *Forca del Pomagagnon* (figura 1.1).

Secondo la definizione di *Brunsden (1979)*, Fiames è una colata detritica di versante; in realtà è da considerarsi di tipo intermedio tra questa tipologia e il debris flow canalizzato. La frequenza degli eventi non è elevata come alcune colate detritiche che si verificano nelle immediate vicinanze del sito (per esempio Acquabona, dove si verificano più eventi all'anno) e i volumi depositati sono generalmente elevati (superiori a 8.000,00 m^3). Le colate sono formate da una miscela di sedimenti prevalentemente grossolani, con dimensioni che variano dal silt ai massi con diametro superiore al metro. L'ostruzione del canale o la fuoriuscita della colata dalla parte media o inferiore del canale può causare avulsione del flusso. Questo determina una situazione di rischio elevato per la SS51 Alemagna e gli edifici ad uso industriale siti nel fondovalle, che già nel passato sono stati danneggiati dalle colate detritiche del canale di Fiames. La colata detritica si origina nel ghiaione denominato *Graa de Longes* (zona d'alimentazione del processo gravitativo), il quale è continuamente alimentato dal bacino in roccia sovrastante sia per quanto concerne gli apporti liquidi che solidi. Questi ultimi sono rappresentati dai materiali clastici prodotti sia dai processi esogeni di disgregazione fisica[3] (con particolare riferimento al termoclastismo e soprattutto alla gelifrazione accelerata dalle condizioni di resistasia delle

[3] Il prodotto dei processi di disgregazione e/o di alterazione delle rocce consiste in una coltre superficiale di frammenti detritici non consolidati e delle più svariate dimensioni *(eluvium)*.

pareti rocciose, dal permanere di placche nevose sulle stesse nonché dal loro intenso stato di fratturazione) sia dai franamenti per crollo e ribaltamento in roccia. Qui si creano perciò le condizioni predisponenti l'innesco di flussi detritici, ovvero:

- concentrazione di deflussi liquidi superficiali provenienti dalle sovrastanti pareti rocciose attraverso i canali incisi sulle stesse;
- ampia disponibilità di materiale detritico incoerente in condizioni limite di stabilità.

In figura 1.2 è riportata una mappa speditiva delle aree in roccia potenzialmente più attive nel rifornimento solido del ghiaione *Graa de Longes*. La metodologia adottata per l'identificazione delle potenziali zone di distacco è quella proposta da *Cemagref & ARPA Piemonte (2008)*. Essa si basa sul concetto di pendenza di distacco e su soglie definite in relazione a DEM ad alta risoluzione opportunamente pre-trattati. Nel caso oggetto di studio si è assunto un valore soglia pari a 52°. In aggiunta a ciò è stata considerata anche l'esposizione in quanto condizionante l'aspetto microclimatico. Difatti, nell'emisfero settentrionale, i versanti a solatìo sono sottoposti a più numerosi cicli di gelo-disgelo e quindi sono soggetti ad una maggiore disgregazione crioclastica rispetto a quelli a bacìo.

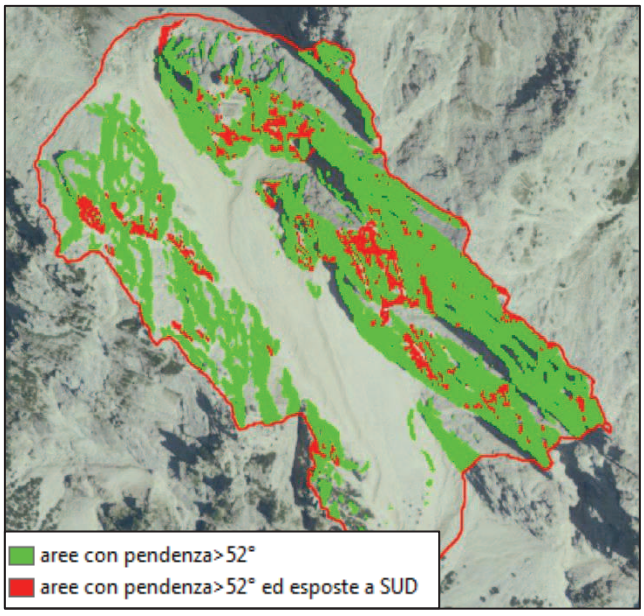


Fig. 1.2: mappatura speditiva delle aree in roccia potenzialmente più attive nel rifornimento solido del ghiaione *Graa de Longes* su base ortofoto 2008. In rosso la displuviale del bacino idrologico di Fiames.

Attualmente la potente falda detritica è costituita da materiale dolomitico grossolano con ciottoli delle dimensioni di qualche decimetro immersi in una matrice sabbioso-limosa, presenta una larghezza variabile compresa tra 20 e 90 metri ed è incisa da due canali d'alimentazione principali e/o secondari. Relativamente ai principali, uno si sviluppa in destra idrografica a ridosso del piede di *Punta Fiames* ("canale 2"in figura 1.3) e presenta un affluente in sinistra idrografica ("canale 3" in figura 1.3), mentre l'altro si sviluppa in sinistra idrografica a ridosso del piede di *Croda del Pomagagnon* ("canale 1" in figura 1.3). In corrispondenza dello sbocco in conoide, a quota 1.800,00 m s.l.m. circa, vi è la confluenza dei due canali. Da questi due canali si originano le colate di detrito che percorrono il conoide sottostante *(Gregoretti & Dalla Fontana, 2008).* In figura 1.4 e 1.5 viene riportato il profilo longitudinale e una serie di sezioni trasversali "tipo" dei due canali d'alimentazione principali del bacino idrologico di produzione di Fiames (si rimanda invece alla tabella 1.1 per i parametri morfometrici dei due canali d'innesco).

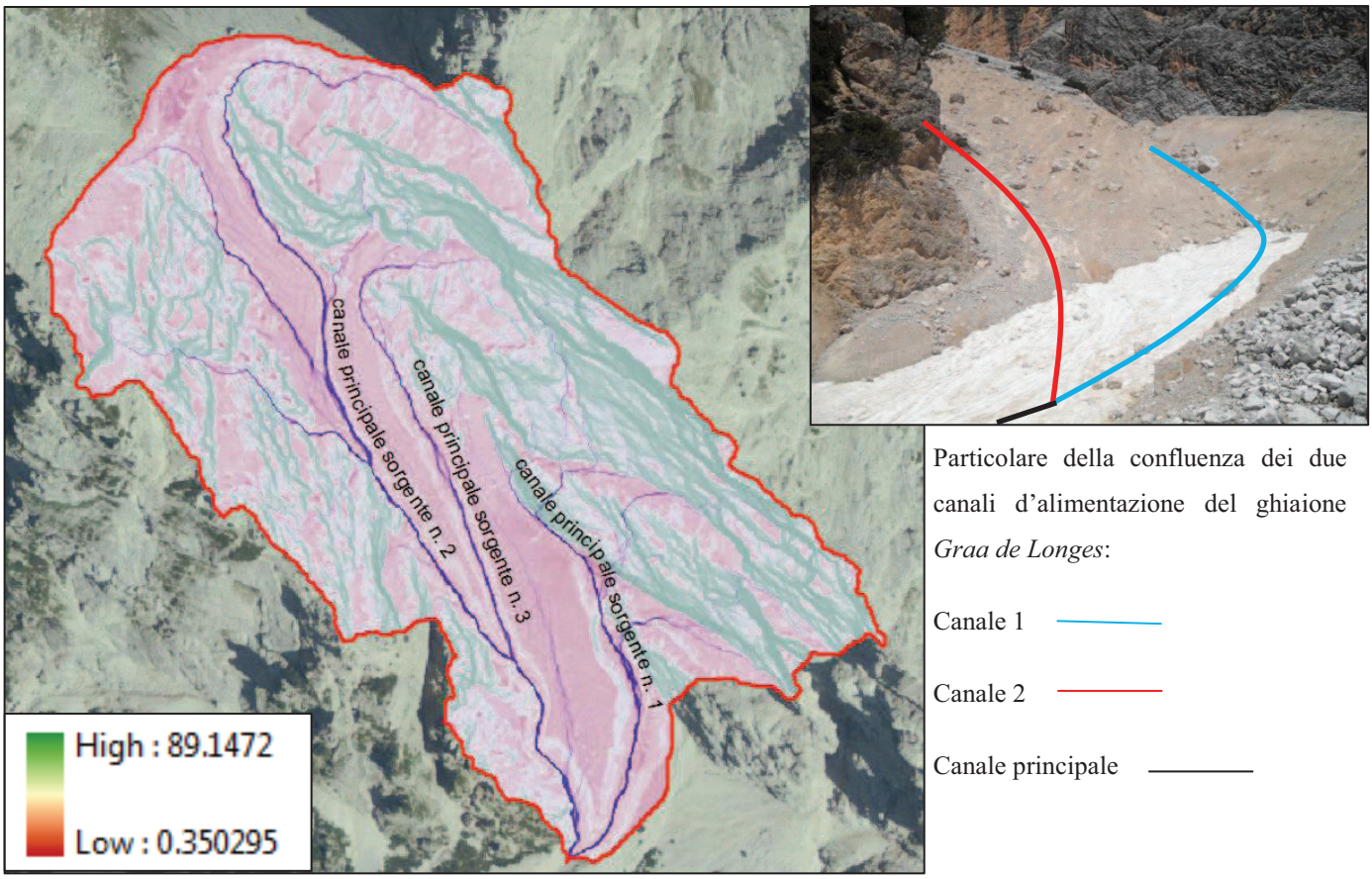


Fig. 1.3: mappa dell'area drenata (modello D-infinito) del bacino idrologico di Fiames montata sulla carta clivometrica. Interessante notare la presenza sulle pareti rocciose di diversi punti ove il deflusso liquido si concentra, aumentando così la propria capacità erosiva. In rosso la linea di displuvio definita considerando come sezione di outlet la confluenza dei due canali d'alimentazione che incidono il ghiaione *Graa de Longes*.

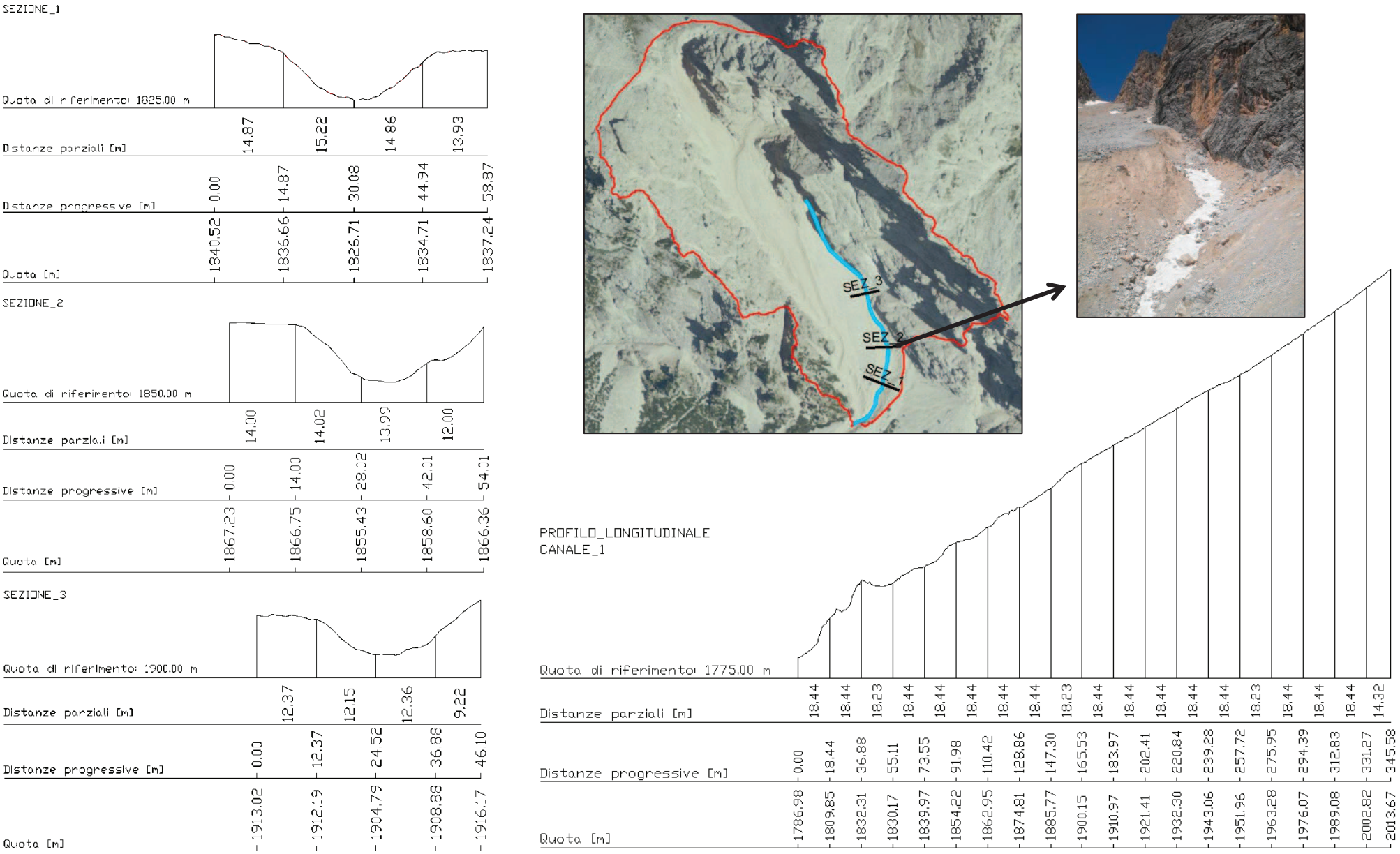


Fig. 1.4: sezioni trasversali “tipo” e profilo longitudinale del canale di alimentazione principale (“canale 1” in figura 1.3) del bacino idrologico di Fiames.

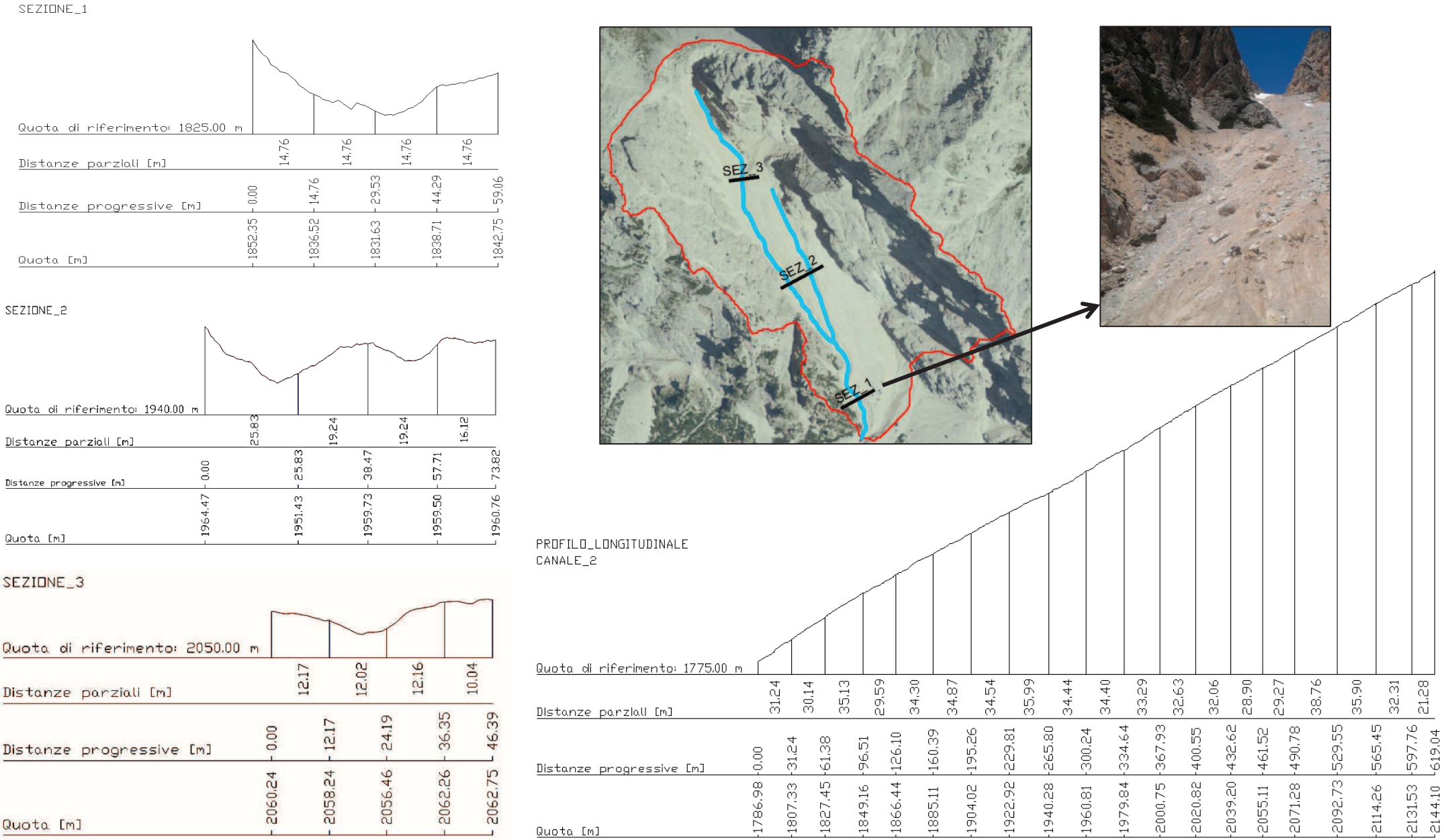


Fig. 1.5: sezioni trasversali “tipo” e profilo longitudinale del canale di alimentazione 2 di figura 1.3 del bacino idrologico di Fiames.

1.2 Analisi del sistema bacino-conoide di Fiames

Nel presente paragrafo verrà fornita una breve descrizione delle principali caratteristiche del sistema bacino-conoide di Fiames.

In generale, il sistema bacino-conoide è costituito da una serie di elementi morfologici strettamente interconnessi tra di loro, comprendenti: il bacino idrologico di produzione, il canale principale del bacino (*feeder channel*), l'apice topografico, l'apice idrografico, il canale nel conoide (spesso diviso in due settori di cui uno inciso ed uno non inciso), eventuali canali distributori secondari attivi o inattivi, il conoide antico e quello di neo-formazione nel quale si individuano i lobi di recente deposizione.

Il modello digitale del bacino idrologico di produzione di Fiames chiuso in corrispondenza della confluenza dei due canali d'alimentazione è riportato in figura 1.6.

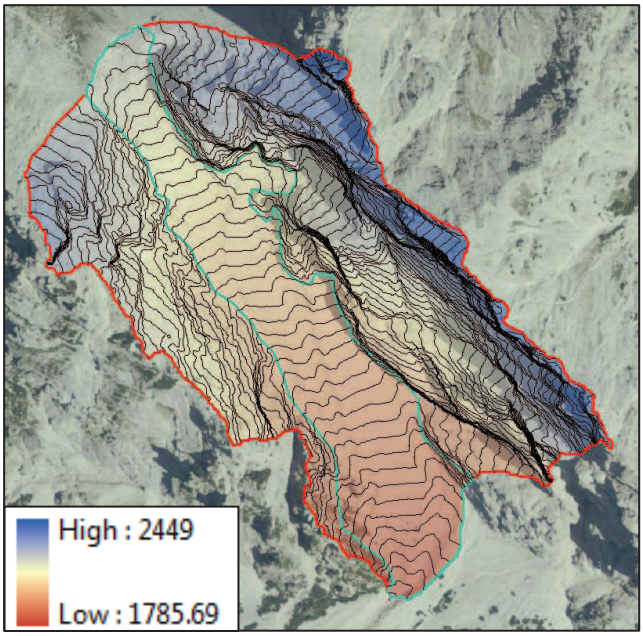


Fig. 1.6: dtm ad alta risoluzione (da volo LiDAR 2010) del bacino idrologico responsabile della genesi della colata di detrito di Fiames (BL) montato su base ortofoto 2008. In azzurro la linea che separa il bacino in roccia dal ghiaione *Graa de Longes*.

Tale unità idrografica presenta i tipici caratteri morfometrici dei bacini alpini d'alta montagna nei quali si colloca la zona d'innesco dei fenomeni torrentizi di massa. In tabella 1.1 si riportano i principali elementi relativi alle proprietà lineari, areali e del rilievo utili alla descrizione morfometrica del bacino idrologico di produzione di Fiames.

Parametro morfometrico	**Formula/metodo**	**Valore**
Area del bacino *(S)*	digitale da file	0,19 Km²
Perimetro del bacino *(P)*	digitale da file	2,70 Km
Lunghezza media del bacino *(L)*	$L = \frac{P}{4} + \left(\frac{P}{4}\right)^2 - S$	0,94 Km
Quota massima *(Hm)*	digitale da curva ipsografica	2.499,00 m s.l.m.
Quota minima *(Ho)*	digitale da curva ipsografica	1.785,69 m s.l.m.
Energia del rilievo *(E)*	$E = Hm - Ho$	713,31 m
Quota media del bacino *(Qm)*	digitale da curva ipsografica	2.102,99 m s.l.m.
Altezza media del bacino *(H media)*	$E = Qm - Ho$	317,30 m
Pendenza media del bacino *(S media)*	digitale da curva ipsografica	220,40%
Fattore di forma *(F)*	$F = \frac{0.89 \cdot L}{\sqrt{S}}$	1,92
Rapporto di circolarità *(Rc)*	$Rc = \frac{S}{L^2}$	0,21
Lunghezza complessiva delle aste *(Lu)*	digitale da file	1,27 Km
Lunghezza *(Lc)* dell'asta principale ("canale 1" di figura 1.3), e prolungamento allo spartiacque *(La)*	digitale da file	0,40 Km; 0,73 Km
Lunghezza *(Lc)* del "canale 2" di figura 1.3, e prolungamento allo spartiacque *(La)*	digitale da file	0,62 Km; 0,69 Km
Gradiente medio di pendio *(Ia)* dell'asta principale ("canale 1" di figura 1.3)	$\vartheta = \frac{\Delta H}{Lc}$	0,65 m/m (~33°)
Gradiente medio di pendio *(Ia)* del "canale 2" di figura 1.3	$\vartheta = \frac{\Delta H}{Lc}$	0,58 m/m (~30°)
Densità di drenaggio *(Dd)*	$Dd = \frac{Lu}{S}$	6,68 Km/Km²
Tempo di corrivazione *(tc)* secondo *Giandotti* (modificato da *Aronica & Paltrinieri)*	$Tc = \frac{\frac{1}{M \cdot d}\sqrt{S} + 1.5La}{0.8\sqrt{Qm - Ho}}$	0,13 ore (~10 min)
Tempo di corrivazione secondo *Hampel*	$Tc = 27.8 \cdot S^{0.5}$	12 min

Tab. 1.1:sintesi dei principali parametri morfometrici ed idrografici del bacino idrologico di Fiames.

Tra i parametri morfometrici su riportati, uno dei più significativi ai fini dell'analisi quantitativa dei processi di erosione senso stretto e trasporto solido è il gradiente di pendio dei canali d'alimentazione incisi nel ghiaione *Graa de Longes*. Tale valore rende conto della elevata velocità (e quindi contenuto in energia cinetica e competenza) del deflusso superficiale che si forma in occasione degli eventi pluviometrici estremi[4]. Tale deduzione è peraltro confermata dall'elevato valore dell'energia del rilievo; difatti, a parità di altre condizioni, ad alti valori dell'energia del rilievo corrispondono in genere processi di erosione e trasporto solido più intensi. Altro parametro importante da considerare è la densità di drenaggio. Esso correla una proprietà lineare di un bacino con una proprietà areale costituendo di fatto uno dei parametri morfometrici più significativi ai fini della valutazione quantitativa dell'erosione idrica. L'elevato valore[5] che caratterizza il bacino idrologico di Fiames molto probabilmente è dovuto all'elevata acclività dei versanti in roccia e del ghiaione. Oltre all'assenza di copertura vegetale diffusa e stabile (condizioni di resistasia), altro fattore sicuramente condizionante è l'elevato numero di fratture superficiali e canali minori che solcano le pareti rocciose incrementando dunque la convergenza del deflusso superficiale, con conseguente riduzione del tempo di corrivazione ed aumento della sua capacità erosiva. Ciò è indubbiamente favorito dall'assetto geologico dell'area. Difatti, il bacino è costituito da rocce calcareo-dolomitiche molto permeabili per fessurazione e carsismo, e da rocce calcareo-dolomitiche ed arenaceo-marnose mediamente permeabili per fessurazione. Ciò da un lato accelera i processi crioclastici tipici dell'ambiente morfoclimatico periglaciale e dall'altro aumenta la concentrazione delle acque di dilavamento come si nota in figura 1.7. Qui le frecce rosse indicano le fessure della roccia ove si incanalano le acque di dilavamento mentre quelle blu i punti di partenza e lo sviluppo dei canali incisi sul ghiaione anche per effetto idrante (*firehose effect*).

[4] Da notare inoltre che, in genere, per gradienti topografici superiori a 23° si può avere uno scivolamento del materiale anche in assenza di moto idrico superficiale, mentre per valori inferiori a 14° si può avere flusso detritico immaturo o trasporto solido al fondo (purché lo sforzo tangenziale ecceda la forza di trazione critica).

[5] Dal punto di vista numerico, valori compresi tra 0 e 4 Km/Km² sono considerati bassi, valori medi sono compresi tra 4 e 6 Km/Km² e valori alti tra 6 e 10 Km/Km².

Tenuto conto della ridotta estensione areale, della presenza di canaloni incisi nella roccia e della elevata pendenza, il bacino idrologico presenta tempi di risposta molto brevi (tempo di corrivazione molto contenuto) ed è estremamente sensibile agli eventi meteorici parossistici tipici della stagione estiva (durata dell'ordine della decina di minuti). Situazioni di rischio possono porsi in essere anche in conseguenza al rapido disgelo nivale indotto da shock termico durante la stagione primaverile. Ciò può avere un effetto diretto nell'innesco di un flusso massivo, ma anche un effetto indiretto. Difatti, il rapido scioglimento della neve induce uno stato di saturazione dell'ammasso detritico aumentando così la probabilità che in occasione di successive piogge più o meno intense si inneschi una colata di detrito. Inoltre, se la saturazione del sistema pendio-canale è elevata, il contributo alla portata di picco della colata del volume liquido liberato al momento della destabilizzazione dell'ammasso detritico aumenta (ciò si traduce in un incremento del fattore di amplificazione della portata totale del flusso massivo a parità di portata liquida innescante)

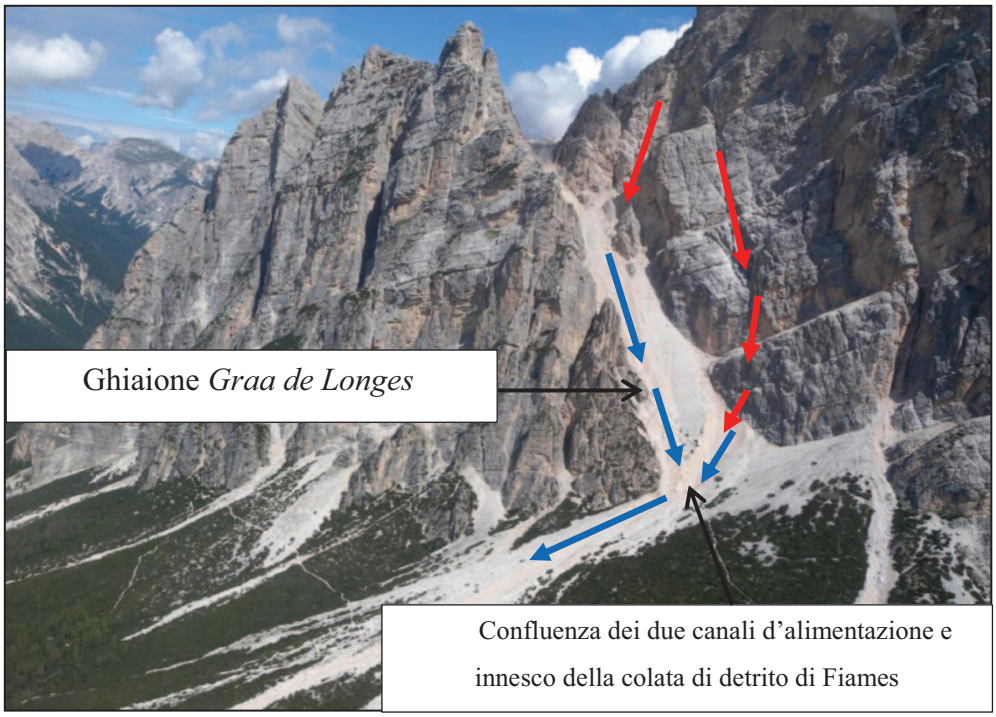


Fig. 1.7: vista della forcella del Pomagagnon (2178 m s.l.m.) e delle pareti rocciose circostanti dalla località *Falaria*. Le frecce in rosso indicano la direzione del deflusso principale sulle pareti rocciose mentre le frecce blu il deflusso canalizzato sul ghiaione *Graa de Longes* al piede delle pareti (foto: Alessandro Pimazzoni, agosto 2011).

In base alle analisi morfometriche condotte e considerando la relazione 1.1, che rappresenta l'inviluppo superiore dei valori massimi di magnitudo che possono essere prodotti in un bacino dolomitico *(Marchi e Tecca, 1996)*[6], si stima che il volume massimo di materiale detritico che può essere teoricamente mobilizzato in occasione di un evento di trasporto di massa dal ghiaione *Graa de Longes* è di circa 13.000,00 m³.

$$M = 70000 \cdot S \qquad \textit{(Eq. 1.1)}$$

dove

M rappresenta la magnitudo massima di un evento di colata di detrito (m³);

S rappresenta l'area del bacino (Km²).

In figura 1.8 si riporta invece un raffronto tra i valori di magnitudo calcolati con i principali metodi empirici proposti in letteratura (si rimanda alle pubblicazioni scientifiche dedicate per ulteriori approfondimenti).

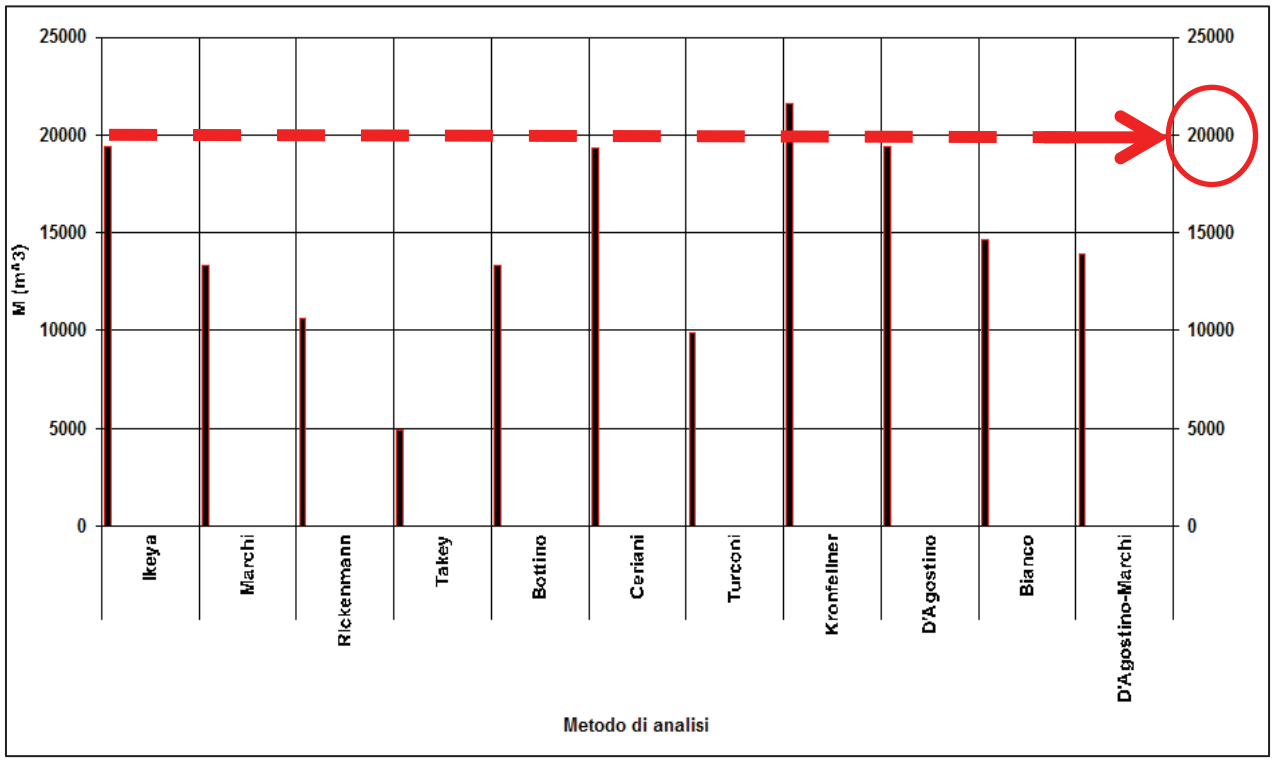


Fig. 1.8: confronto tra i valori di magnitudo calcolati coi principali metodi proposti in letteratura.

[6] Valida per bacini dolomitici delle regioni alpine italiane aventi area compresa tra 0,10 e 20,00 Km².

Il modello digitale del conoide di Fiames è riportato in figura 1.9. Si tratta di un conoide di origine mista, in cui la costruzione dell'edificio è legata all'azione congiunta delle acque correnti e della gravità. Esso si presenta inoltre confinato frontalmente dal torrente Boite e lateralmente dai corpi sedimentari edificati dai canali adiacenti (conoidi anastomizzati o coalescenti[7]). Ciò ha delle ovvie conseguenze sullo sviluppo dell'estensione e sulla stabilità delle zone distali del conoide stesso (si noti l'asimmetria della parte distale del conoide nella direzione opposta alla corrente del torrente Boite).

Ai fini della perimetrazione del conoide di Fiames, oltre alle informazioni dedotte dall'analisi degli eventi storici documentati (vedi figura 1.14), si è dapprima considerato l'andamento delle isoipse ricavate dal modello digitale di figura 1.9. Difatti, su di una carta topografica un conoide è individuabile da un insieme di isolinee di quota disposte concentricamente e con valore decrescente, dalla più prossima all'apice verso quella più esterna. Oltre a ciò si è considerato anche il profilo trasversale del versante che si sviluppa alla base del *gruppo montuoso del Pomagagnon*. Difatti, il profilo trasversale di un conoide mostra una convessità rivolta verso l'alto dovuta alle modalità con le quali viene edificato. Utili indicazioni sono state ottenute inoltre dall'analisi della carta delle esposizioni. L'unità deposizionale così individuata rappresenta verosimilmente il conoide che si presume derivare quasi esclusivamente dagli apporti detritici del canale proveniente dal ghiaione *Graa de Longes*.

Nelle condizioni attuali, l'apice idrografico[8] del conoide di Fiames è posto più a valle dell'apice topografico[9]. In generale ciò implica la tendenza nel tempo all'edificazione di conoidi incastrati dal tipico aspetto a telescopio, nei quali tutta la porzione a valle dell'apice idrografico va considerata attiva mentre quella a monte è stabile. Non va comunque dimenticato che in natura le cause che possono determinare deviazioni e avulsioni di flussi detritici anche a monte dell'apice idrografico sono molteplici (i.e. deposizione di sedimento durante la fase di esaurimento di un evento, cedimento spondale, arresto dei massi più grandi presenti sul fronte di avanzamento di flussi granulari a regime collisionale, etc).

[7] La coalescenza di più conoidi, in aree ubicate alla transizione tra rilievi montuosi e pianori, può determinare una superficie di raccordo apparentemente continua ed omogenea (come nel caso oggetto di studio) definita *bajada* o *piedmont plain*.

[8] Qui inteso come punto di intersezione tra il profilo longitudinale del canale di flusso di Fiames e quello del conoide.

[9] Qui inteso come il punto topograficamente più elevato del corpo di conoide.

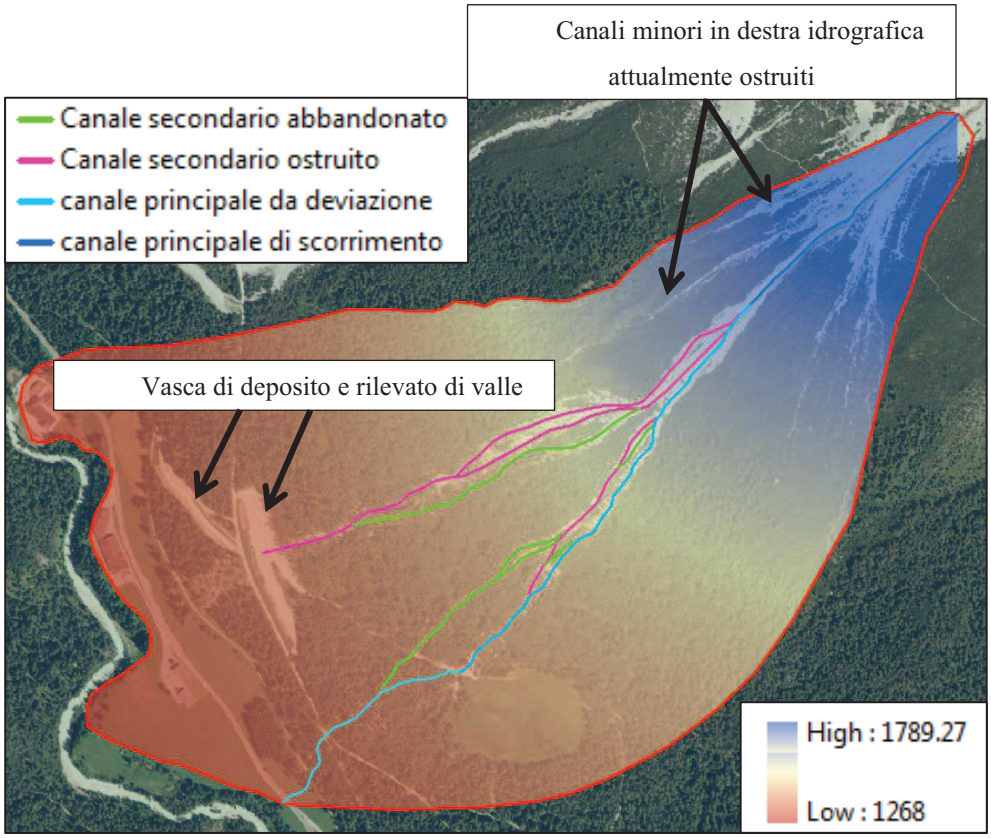


Fig. 1.9: dtm ad alta risoluzione (da volo LiDAR 2010) del conoide di Fiames (BL) montato su base ortofoto 2008. In rosso la linea che separa il conoide oggetto di studio dai corpi sedimentari laterali edificati dai canali adiacenti. Viene rappresentato inoltre il reticolo idrografico sia nella sua parte ad oggi attiva sia nella sua parte inattivata di recente.

I principali parametri morfometrici del conoide di Fiames sono riportati in tabella 1.2.

Parametro morfometrico	**Formula/metodo**	**Valore**
Area del conoide *(S)*	digitale da file	0,94 Km²
Quota apice *(Hm)*	digitale da curva ipsografica	1.789,27 m s.l.m.
Quota unghia *(Ho)*	digitale da curva ipsografica	1.268,00 m s.l.m.
Quota media *(Qm)*	digitale da curva ipsografica	1.415,49 m s.l.m.
Pendenza media del conoide *(Sf)*	digitale da curva ipsografica	31,37% (~18°)
Numero di rugosità di Melton *(Mel)*	$Mel = \frac{Hm - Ho}{\sqrt{S}}$	0,54

Tab. 1.2: sintesi dei principali dati morfometrici del conoide di Fiames.

Tra i parametri morfometrici su riportati, uno dei più utili per ottenere indicazioni sul tipo di trasporto a cui può essere soggetto il conoide è il numero di rugosità di Melton. Si tratta di un parametro morfometrico indicativo delle condizioni del rilievo e dell'acclività del bacino.

A partire dagli anni '80 diversi autori hanno sperimentato la relazione di Melton in diverse regioni caratterizzate da climi differenti, riuscendo ad individuare dei valori soglia di pendenza e dell'indice stesso tipici di ogni tipologia di trasporto. In particolare (tabella 1.3), per le zone alpine italiane le relazioni di riferimento sono quelle proposte da *Marchi et al. (1993)* e da *d'Agostino (1996)*[10].

Autore	Trasporto tipo Water flood	Trasporto tipo Debris flow
Marchi et al. (1993)	$mel < 0.30$	$mel > 0.45$
d'Agostino (1996)	$mel < 0.50$ $Sf < 7° - 14 \cdot Mel$	$mel > 0.50$ $Sf > 7° - 14 \cdot Mel$

Tab. 1.3: valori soglia dell'indice di Melton e della pendenza del conoide riscontrati in letteratura per le diverse tipologie di trasporto solido (validità: Alpi italiane).

Dall'analisi morfometrica emerge dunque che il conoide di Fiames è un tipico conoide montano associato a processi di trasporto solido massivo tipo debris flow. Diverse evidenze di campo avvalorano tale deduzione, in particolare: basso rapporto larghezza-profondità del canale di deflusso principale, presenza di depositi caotici con gradazione inversa (tipica dei flussi granulo-inerziali), presenza di argini laterali al canale di deflusso attivo lungo la zona di transizione e da lobi terminali in quella di deposizione, presenza di clasti dell'ordine di grandezza del metro e con spigoli vivi scarsamente smussati, spessore dei depositi maggiore in prossimità dell'alveo e con granulometria decrescente verso l'esterno, presenza di individui vegetali stroncati, lesionati o con inghiamento del colletto. Si riscontra inoltre la presenza di sezioni trasversali del canale di deflusso principale caratterizzate dalla tipica geometrica semicircolare che si osserva in seguito al passaggio di flussi detritici. Tale conformazione geometrica trova giustificazione nel concetto di *rigid*

[10] Si tratta di formule cautelative in quanto difficilmente diagnosticano quale tipologia di trasporto predominante in conoide il trasporto solido di fondo in luogo del trasporto solido massivo tipo debris flow; è più probabile il caso opposto soprattutto se il profilo longitudinale del conoide presenta un tratto di testata a forte pendenza.

plug introdotto dal modello reologico di *Johnson (1970)*. In alcuni tratti si riscontra invece la presenza di sezioni trasversali con un tipico profilo a V (ciò potrebbe trovare giustificazione se si considera l'azione erosiva esercitata dalla corrente liquida che segue il fronte detritico); in altri tratti si osserva invece una tipica geometria a U con fondo piatto (ciò è da imputare alla ricarica di sedimento in corrispondenza del fondo del canale).

In generale, i passaggi tra i vari tipi di flusso in conoide possono essere demarcati dalla condizione definita dalla seguente relazione (equazione 1.2; *Bruschi A., 2008*):

$$\frac{sen(\vartheta)}{\left(\frac{\sigma}{\rho}-1\right)} \qquad \textit{(Eq. 1.2)}$$

dove

θ è la pendenza media della zona di alimentazione (assunta pari a 22°);

σ è il peso specifico dei grani (assunto pari a 2,65 g/cm³);

ρ è il peso specifico dell'acqua (assunto pari a 1,00 g/cm³).

Nel caso del conoide di Fiames il valore è superiore a 0,15, ciò significa che in linea del tutto generale nella sequenza di apparizione del flusso appare per primo il debris flow vero e proprio seguito da un flusso ibrido completamente disperso e quindi da un flusso turbolento fangoso.

Dall'analisi topografica del conoide di Fiames è possibile distinguere due settori:

- la fascia superiore (coincidente con la parte prossimale del conoide) compresa tra le quote 1.800,00 m s.l.m. e 1.580,00 m. s.l.m. Indicativamente, questa è la fascia che si estende dalla confluenza dei due canali d'alimentazione del ghiaione *Graa de Longes* fino alla deviazione occorsa durante l'evento del luglio del 2006. Dal punto di vista geo-litologico tale zona è costituita da depositi eluviali, colluviali, detritici e di frana del quaternario poco permeabili;
- la fascia inferiore (comprendente la parte distale e la parte mediana del conoide) compresa tra la quota 1.580,00 m s.l.m. ed il fondovalle. Dal punto di vista geo-litologico tale zona è costituita da depositi eluviali, colluviali, detritici e di frana del quaternario poco permeabili nella parte medio-alta,

mentre nella parte bassa è costituita da depositi infravallivi mediamente permeabili .

In entrambi i settori è possibile distinguere la porzione di conoide ad oggi attiva da quella inattiva. Quest'ultima, oltre ad essere in parte stabilizzata da formazioni vegetali rustiche tipiche della fascia altitudinale montana ed alti-montana (nello specifico si riscontrano pinete di pino silvestre endalpiche e mughete mesoterme[11]), è caratterizzata dalla presenza di rigagnoli all'interno dei quali si attivano processi secondari di drenaggio con trasporto e sedimentazione di materiale solido di piccola pezzatura.

Nella fascia superiore del conoide di Fiames predominano i processi erosivi, difatti essa è profondamente incisa dal canale di deflusso principale che si origina dalla confluenza dei due canali d'alimentazione del ghiaione *Graa de Longes*. Tale canale presenta uno sviluppo rettilineo con un gradiente topografico medio pari a 0,44 m/m (circa 24°), una larghezza media valutata da sponda a sponda che progressivamente si riduce passando dai 20,00 m della parte superiore ai 10,00 m della parte inferiore con una profondità di incisione compresa tra 6,00 e 10,00 m. Si riporta in figura 1.11 il profilo longitudinale ed una serie di sezioni "tipo" del canale di deflusso principale di Fiames. L'analisi topografica del versante evidenzia inoltre la presenza di altri due canali minori in destra idrografica, i quali prendono origine alla base della parete rocciosa del versante sud-occidentale del *gruppo montuoso del Pomagagnon* (figura 1.9). Questi canali sono attualmente ostruiti da detrito sciolto alla quota approssimativa di 1.560,00 m s.l.m., depositatosi anche in occasione di tracimazioni del flusso dal canale principale[12]. Nella fascia inferiore del conoide di Fiames predominano invece i processi di deposizione del materiale solido, anche se non mancano le evidenze di processi erosivi innescati dal transito del fronte detritico. In questo settore, il canale di deflusso principale si ramifica in più canali distributori in parte attivi e in parte inattivati di recente (figura 1.9). E' in corrispondenza di tale zona che si sono concentrati i più recenti ed importanti fenomeni di avulsione del flusso detritico con conseguente attivazione di nuove porzioni di conoide. Il

[11] Da notare che le mughete sono formazioni forestali presenti in ambienti anche notevolmente diversi dal punto di vista climatico, ma non edafico. Si tratta, infatti, nella maggior parte dei casi di suoli superficiali (la pedogenesi prevale sulla morfogenesi, ma non in maniera netta) impostati su alluvioni e/o detriti di falda lungo versanti più o meno acclivi.

[12] Tali canali non sono stati percorsi dalle colate detritiche del 1992, 1997 e 2006 soltanto perché ostruiti da materiale detritico sciolto nelle loro sezioni iniziali. Eventi meteorici, anche non eccezionali, potrebbero comunque ridistribuire i detriti attualmente presenti negli alvei, liberando e rendendo attivi i due antichi percorsi di deflusso.

più recente e importante è quello verificatosi in occasione dell'evento del luglio del 2006 (vedi paragrafo 1.4 e figura 1.10), quando a quota 1.580,00 m s.l.m. circa la colata di detrito a seguito dell'occlusione del "canale storico" ha deviato in sinistra idrografica incidendo un nuovo canale di deflusso che si sviluppa con andamento pressoché rettilineo per 400,00 m circa adiacente al "canale storico". Più a valle il flusso ha ulteriormente deviato in sinistra idrografica puntando verso la ex discarica inerti e la SS51 Alemagna (vedi figura 1.10 e figura 1.15). In precedenza, il canale di deflusso di Fiames scendeva verso valle subendo a quota 1.500,00 m s.l.m. una corta ma marcata inflessione verso destra idrografica biforcandosi successivamente in due segmenti entrambi interessati dalle colate detritiche del 1992, del 1997 e 1998. Qui i flussi massivi depositarono lungo il loro percorso il materiale più grossolano, formando argini laterali e cordoni detritici ad oggi abbandonati, dalle caratteristiche forme lobate. Per quanto concerne il grado di urbanizzazione, oltre alla SS51 (importante arteria stradale che percorre tutta la Valle d'Ampezzo) e alla pista ciclabile delle Dolomiti Calalzo-Dobbiaco, è da segnalare la presenza di un'attività commerciale. L'alta pericolosità associata all'alto livello di rischio connesso alla vulnerabilità delle infrastrutture che potrebbero essere coinvolte dalla colata di detrito di Fiames ha fatto sì che a seguito dell'evento occorso nel settembre del 1997 venisse realizzato un bacino di deposito del materiale solido (figura 1.9) a monte della SS51 disposto trasversalmente alla direzione del "canale storico" di Fiames. Il bacino ha un volume di circa 15.000,00 m^3 ed è sotteso a valle da un rilevato realizzato utilizzando lo stesso materiale della colata di detrito di Fiames e caratterizzato da un'altezza di circa 4,00 m. A valle, il bacino è inoltre provvisto di un drenaggio avente lo scopo di smaltire la frazione liquida della colata detritica di Fiames facendola fluire mediante un tombino di grosso diametro al di sotto della sede stradale della SS51 fino al torrente Boite. All'estremità settentrionale della vasca, al di là del sentiero ad essa adiacente, è stato realizzato inoltre un tratto di rilevato verso valle della lunghezza di circa 40,00 m, prolungando in tal maniera il tratto di conoide protetto (figura 1.9). A monte della vasca, nella zona di trasporto del flusso detritico, è stato inoltre realizzato un ulteriore rilevato "secondario" con funzione di ritenuta per eventi minori. Nell'estate del 2002 è stato inoltre istallato un sistema di monitoraggio-allarme costituito da una stazione di misura del livello del flusso a monte della vasca di deposito per i sedimenti ad oggi non funzionante (composta da due sensori ad ultrasuoni, un geofono 3D posizionato a 250,00 m dalla SS51 in destra idrografica del "canale storico" di Fiames, un sistema di trasmissione dei dati), da

un sensore acustico installato a circa 250,00 m dalla SS51 e da due stazioni semaforiche installate lungo la strada statale stessa rispettivamente a monte e a valle del punto di intersezione del "canale storico". Ad oggi, tali misure di messa in sicurezza sono da ritenersi in linea generale inefficaci in quanto, come già detto, a seguito dell'avulsione occorsa durante l'evento del luglio del 2006 il canale di deflusso principale di Fiames ha deviato il suo percorso rispetto alla direzione storica. Ciò tuttavia non preclude la possibilità che un futuro evento di trasporto solido massivo possa provocare la riattivazione del "canale storico" (vedi paragrafo 1.3).

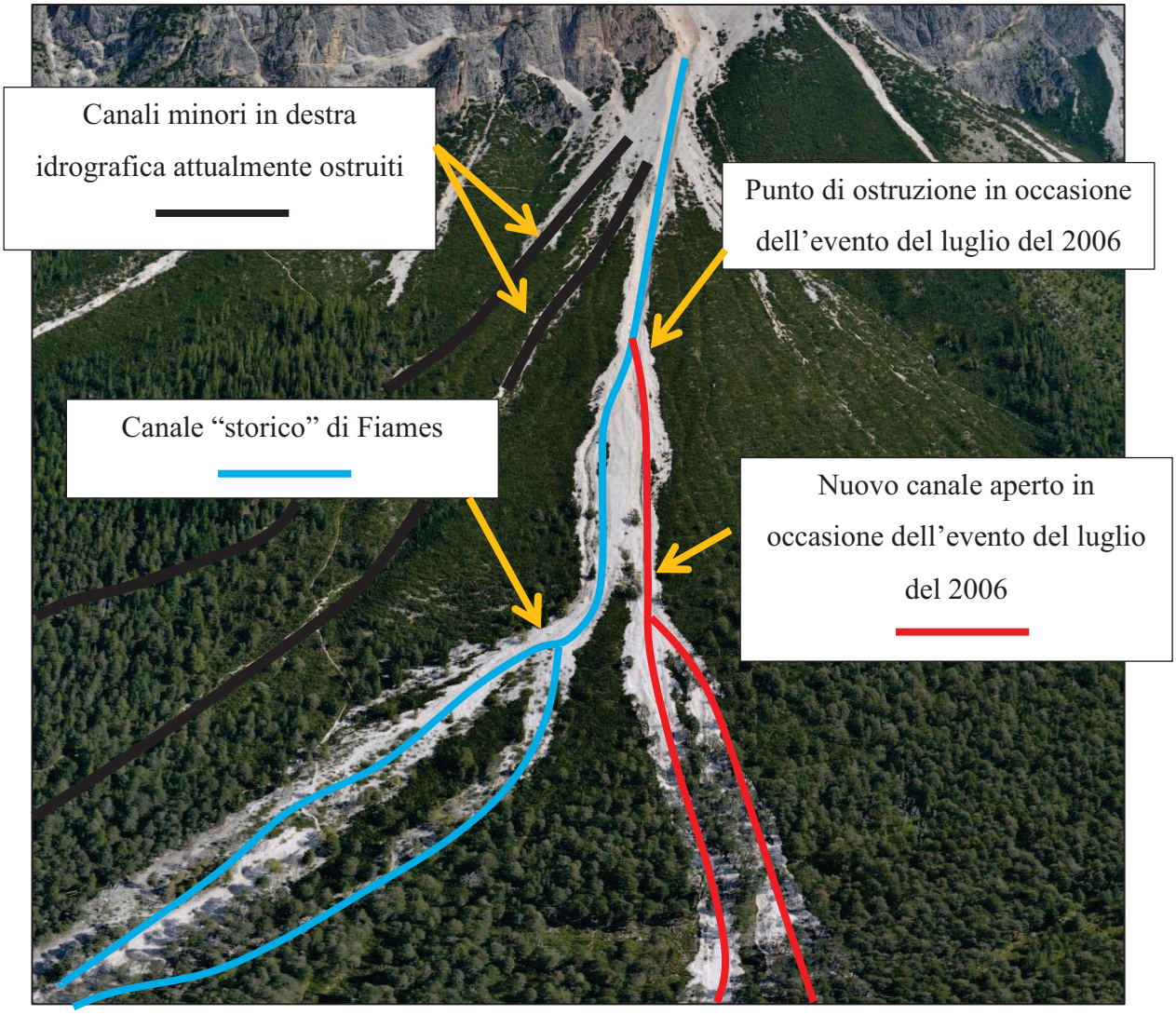


Fig. 1.10: vista dall'elicottero del conoide di Fiames a seguito dell'evento del luglio del 2006.





SEZIONE_1

Quota di riferimento: 1765.00 m					
Distanze parziali [m]		14.87	14.20	14.86	10.63
Distanze progressive [m]	0.00	14.87	29.07	43.93	54.56
Quota [m]	1773.30	1775.40	1771.29	1778.28	1777.89

SEZIONE_2

Quota di riferimento: 1680.00 m					
Distanze parziali [m]	19.10	19.10	19.79	16.28	
Distanze progressive [m]	0.00	19.10	38.21	58.00	74.28
Quota [m]	1688.72	1689.15	1686.04	1689.77	1687.87

PROFILO LONGITUDINALE
CANALE PRINCIPALE DI FIAMES

Quota di riferimento: 1575.00 m										
Distanze parziali [m]		49.45	53.09	53.02	48.64	45.59	45.69	50.97	50.68	44.59
Distanze progressive [m]	0.00	49.45	102.54	155.57	204.20	249.79	295.47	346.44	397.12	441.71
Quota [m]	1784.63	1762.07	1736.69	1709.53	1685.90	1665.05	1645.73	1623.10	1603.92	1587.92

SEZIONE_3

Quota di riferimento: 1590.00 m					
Distanze parziali [m]	7.81	7.19	7.80	3.60	
Distanze progressive [m]	0.00	7.81	15.00	22.80	26.40
Quota [m]	1594.62	1595.32	1593.57	1596.29	1595.63

Fig. 1.11: sezioni trasversali “tipo” e profilo longitudinale del canale di deflusso principale di Fiames.

1.3 Descrizione dello stato attuale dei luoghi

Al di sopra della confluenza dei due canali d'alimentazione principali, a quota 1.800,00 m s.l.m. circa, è possibile osservare nei depositi detritici massi di grandi dimensioni che sottendono a tergo accumuli anche ingenti di materiale solido sciolto (figura 1.12).



Fig. 1.12: massi di grandi dimensione con a tergo ingente accumulo di materiale solido sciolto nel ghiaione *Graa de Longes* (foto: Massimo Degetto, luglio 2012).

Dalla confluenza dei due canali d'alimentazione, ovvero dall'attraversamento del sentiero "alto" fino a poco sotto l'attraversamento del sentiero "basso" (ove un tempo il canale era profondamente inciso con sponde alte 15-20,00 m) si sono accumulati grandi quantitativi di sedimento tanto che ora le sponde sono alte solo alcuni metri. Ciò a portato alla formazione di un nuovo probabile punto di avulsione del flusso detritico in sinistra idrografica, in corrispondenza di un'area che circa 20-30 anni fa era stata oggetto della fuoriuscita della colata detritica di Fiames (figura 1.13). Considerato il punto di avulsione ed i depositi presenti a monte di esso si è stimato che i volumi di sedimento che ivi potrebbero fuoriuscire possono raggiungere circa i 10.000,00 m^3, con un contenuto in energia cinetica tale da giungere fino all'area depressa a sud dello spiazzo ex discarica inerti *(Degetto, 2012)*.

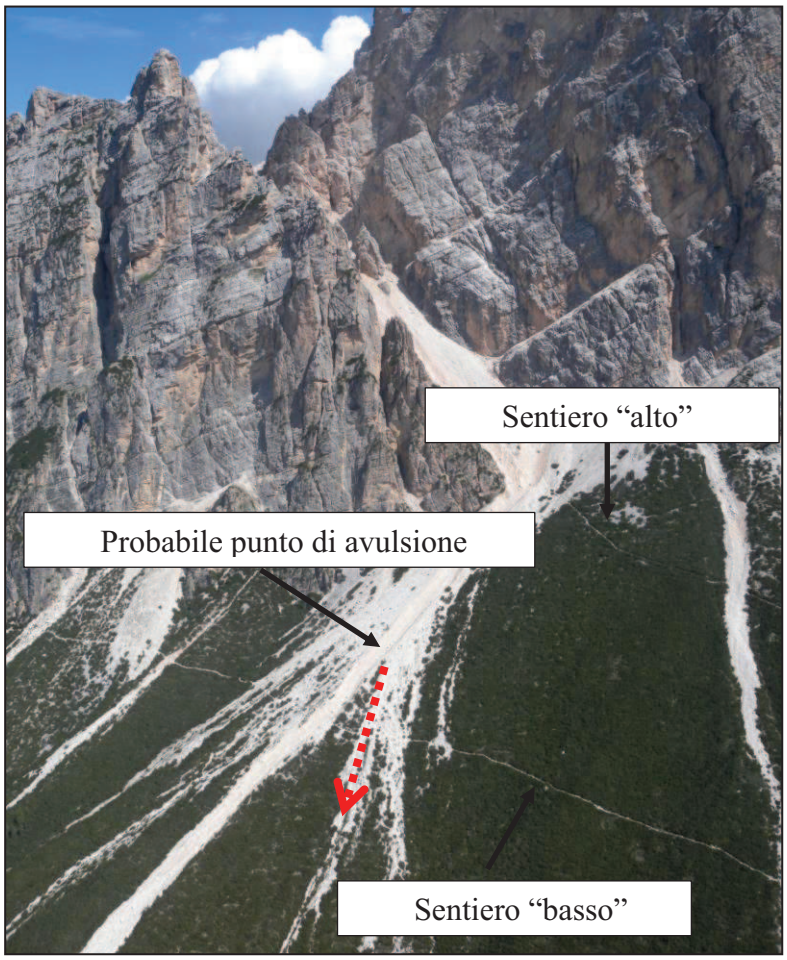


Fig. 1.13: individuazione del nuovo probabile punto di avulsione della colata detritica di Fiames (foto: Giacomo Crucil, agosto 2011).

In questo tratto si è inoltre assistito ad un allargamento medio della sezione d’alveo di circa 1,00 m (per retrocessione delle sponde dovuta ad erosione s.s. e franamento), con presenza di punti in cui la retrocessione è avanzata fino a 2,50 m rispetto al 2010. Per mezzo dei rilievi GPS eseguiti nel luglio 2012, per differenza col rilievo LiDAR 2010 eseguito dalle Regole d’Ampezzo, è stato stimato un volume di sedimento in alveo pronto alla mobilizzazione pari a circa 12.000,00 m³ *(Degetto, 2012)*. Poco più a valle del sentiero “basso” (circa 150-200,00 m) terminano questi ingenti depositi detritici. Tuttavia, anche in questo tratto che giunge fino alla biforcazione tra il canale vecchio (ovvero il “canale storico”) ed il canale nuovo aperto in occasione dell’evento del luglio del 2006, si osserva la presenza di un certo deposito di materiale detritico di piccola pezzatura (ghiaie e piccoli ciottoli) per un volume massimo di circa 2.000-3.000,00 m³ *(Degetto, 2012)*.

Alla luce di quanto fin qui esposto, è possibile avanzare le seguenti ipotesi di formazione della colata di detrito di Fiames *(Degetto, 2012)*:

- collasso dell'intero ammasso detritico compreso tra il sentiero "alto" ed il sentiero "basso" con conseguente incanalamento del flusso generato lungo il nuovo canale eroso in occasione dell'evento del luglio del 2006. Ciò porterebbe ad un aumento delle dimensioni dell'attuale sezione di deflusso per congiunta azione di erosione laterale ed incisione verticale profonda;
- collasso dell'intero ammasso detritico compreso tra il sentiero "alto" ed il sentiero "basso" con conseguente ostruzione del nuovo canale eroso in occasione dell'evento del luglio del 2006 e riattivazione del vecchio canale. In quest'ultimo verrebbe a transitare una "colata tardiva" dalla magnitudo contenuta e formata dai depositi detritici presenti al di sopra del sentiero "alto";
- collasso per brevissima distanza della parte più a valle del deposito detritico presente in alveo e successiva deposizione a "pancia" con ostruzione del canale di deflusso principale seguita dal collasso vero e proprio della parte alta del deposito in alveo, il quale con molta probabilità potrebbe deviare in sinistra idrografica in corrispondenza del punto di avulsione individuato in figura 1.13.

1.4 Analisi storica dei debris flow a Fiames e descrizione dell'evento occorso il 5/07/2006

L'analisi dei documenti tecnici disponibili ha messo in evidenza che gli eventi di colata detritica più rilevanti nell'area di Fiames sono avvenuti nel 1837, 1882, 1885, 1912, 1962, 1991, 1992, 1997, 1998 e 2006 (figura 1.14). La maggior parte di questi eventi ha raggiunto la pista ciclabile delle Dolomiti Calalzo-Dobbiaco e la SS51 Alemagna danneggiandola e talvolta arrivando fino al torrente Boite ostruendone temporaneamente l'alveo. Si ricorda a titolo d'esempio l'evento alluvionale del settembre del 1997 che vide circa la metà dei 25.000,00 m^3 movimentati raggiungere e sbarrare temporaneamente il torrente Boite. Si precisa tuttavia che a parità di volume mobilizzato, la dinamica della colata detritica di Fiames può risultare diversa in relazione alla concentrazione liquido-volumetrica e alla percentuale di materiale fine nel flusso, pertanto anche eventi di magnitudo inferiore rispetto alla colata del 1997 potrebbero raggiungere il torrente Boite.

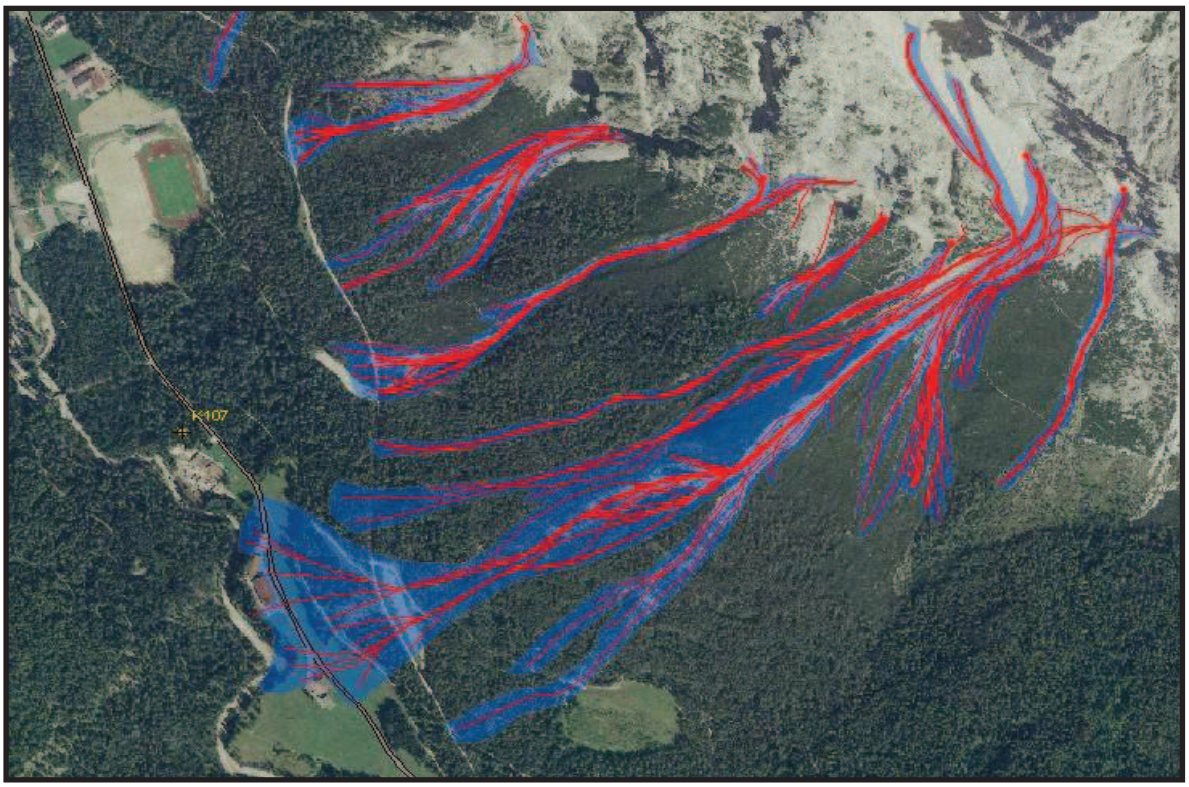


Fig. 1.14: carta delle colate detritiche storiche documentate nell'area di Fiames *(PARAmount Project)*.

L'evoluzione temporale del canale di deflusso principale di Fiames e dei canali minori presenti in destra idrografica può essere schematizzata come segue:

- 1954: il "canale storico" risulta appena abbozzato e non raggiunge la copertura boschiva; esso testimonia una attività recente in quanto il materiale detritico risulta di colore chiaro per via della scarsa ossidazione e l'area di deposito è molto limitata. I canali minori sono incisi più profondamente, si inoltrano nella fascia boschiva, ma i depositi in parte vegetati sono indice di un lungo periodo di quiescenza;
- 1957: i canali di deflusso minori non presentano particolari differenze; si nota tuttavia una nuova colata i cui depositi sono visibili all'interno del bosco fin quasi alla pista ciclabile delle Dolomiti Calalzo-Dobbiaco;
- 1970: si osserva una nuova colata nei canali minori il cui materiale, uscito dagli argini nella parte superiore, raggiunge la pista ciclabile delle Dolomiti Calalzo-Dobbiaco; il "canale storico" mostra un'estensione della sua area di deposito;
- 1982: non si riscontrano differenze sostanziali con la situazione del 1970;

- 1991: i canali minori risultano sostanzialmente inattivi, parzialmente vegetati tanto che i vecchi depositi sono in gran parte coperti e stabilizzati; il "canale storico" è occupato da detrito fresco ed è osservabile sino a circa 150 m dalla sede della pista ciclabile delle Dolomiti Calalzo-Dobbiaco;
- 1992: la colata del 1992 ha seguito il percorso del "canale storico", oltrepassando la pista ciclabile delle Dolomiti Calalzo-Dobbiaco depositandosi però a monte della SS 51. I canali minori risultano abbandonati e coperti dalla vegetazione. Il "canale storico" è piuttosto inciso, con argini ben sviluppati. Si nota un approfondimento notevole del canale nella sua zona di innesco;
- 1997: dopo l'evento del 5 Settembre 1997 si è potuto osservare che la colata ha approfondito il percorso del "canale storico", per poi raggiungere e sbarrare il Torrente Boite;
- 2001: a seguito dell'evento del 1997 è stata costruita una vasca di deposito allo sbocco del "canale storico". L'evento del 7 Luglio 1998 non ha portato sostanziali modificazioni nel canale ed ha seguito il medesimo percorso di flusso dell'evento 1997;
- 2006: la colata detritica del 5 luglio del 2006 è stata innescata da un intenso temporale combinato ad una violenta gradinata abbattutosi lungo le pendici del *gruppo montuoso del Pomagagnon* dalle 18:00 alle 19:00 circa (altezza di pioggia complessiva pari a 63,40 mm). L'intensità pluviometrica media di tale evento meteorico estremo è stata di 69,20 mm/h con picco di intensità pari a 148,80 mm/h; tali valori sono stati registrati dalla stazione pluviografica dell'A.R.P.A.V. di Podestagno, distante all'incirca 1,00 km dall'area oggetto di studio. Per diverse ore dopo l'evento meteorico uno spesso strato di chicchi di grandine ha continuato a ricoprire le pendici rocciose e le falde detritiche che si sviluppano al piede del *gruppo montuoso del Pomagagnon*. La colata detritica si è originata in corrispondenza della sezione di chiusura del bacino idrologico di produzione attraverso la mobilizzazione del detrito incoerente all'interno di un flusso con progressiva presa in carico di sedime derivante dall'erosione del fondo d'alveo e delle sponde. A seguito dell'occlusione del "canale storico" a quota 1.580,00 m s.l.m. circa la colata ha deviato il suo percorso in sinistra idrografica incidendo un nuovo canale di deflusso che si sviluppa con andamento pressoché rettilineo per 400,00 metri circa adiacente al "canale

storico" (figura 1.10). Più a valle il flusso ha ulteriormente deviato in sinistra idrografica entrando nella copertura boschiva e puntando verso lo spiazzo ex discarica inerti e la SS51 Alemagna (figura 1.10 e 1.15). Il nuovo canale di deflusso presenta nel tratto più a monte (fino a quota 1.530,00 m s.l.m. circa) un gradiente topografico medio di 0,40 m/m (circa 22°) con una larghezza media valutata da sponda a sponda di circa 10,00 m con profondità di incisione verticale compresa tra 1,50 e 4,00 m. Nel tratto più a valle (fino a quota 1.500,00 m s.l.m. circa) presenta invece un gradiente topografico medio minore pari a 0,30 m/m (circa 17°) con una larghezza media valutata da sponda a sponda di circa 9,00 m con profondità di incisione verticale media pari a 2,00 m. Si riporta da figura 1.17 a 1.24 una serie di sezioni trasversali "tipo" del canale di deflusso attivo di Fiames aperto in occasione dell'evento del 5 luglio 2006. Interessante notare come diverse sezioni siano caratterizzate dalla tipica conformazione geometrica semicircolare che si osserva in seguito al passaggio di flussi detritici (i.e. sezione 6, sezione 7). In alcune sezioni (i.e. sezione 4, sezione 9, sezione 15, sezione 16) si riscontra invece la presenza di un tipico profilo a V (ciò potrebbe trovare giustificazione se si considera l'azione erosiva esercitata dalla corrente liquida che segue il fronte detritico); in altre ancora (i.e. sezione 3, sezione 8, sezione 13) si osserva invece una tipica geometria a U con fondo piatto (ciò è da imputare alla ricarica di sedimento in corrispondenza del fondo del canale)[13]. In diverse sezioni (figura 1.16) è inoltre evidente la presenza di argini deposizionali dalla conformazione geometrica triangolare tipica dei flussi detritici a regime collisionale, con le macroscabrezze sostenute dal materiale detritico più fine (i.e. sezione 2, sezione 4). La zona di deposizione della colata detritica del 2006 inizia in corrispondenza del margine della copertura forestale per via della rottura della pendenza del versante e per la congiunta azione di ostacolo esercitata dagli individui vegetali (sia in termini di protezione dall'erosione del fondo del conoide, sia in termini di funzione protettiva con l'arresto di blocchi anche di notevoli dimensioni a tergo dei fusti). Qui la colata ha subito un'ulteriore diversione in sinistra idrografica a causa della presenza di una sponda particolarmente resistente, la quale ha in seguito trattenuto anche del materiale

[13] Si fa presente difatti che le dimensioni delle sezioni traversali così come la conformazione geometrica delle stesse sono in continuo cambiamento per via degli intensi processi di erosione e franamento spondale.

detritico e legnoso. Tale ostacolo nella fase di maggior intensità dell'evento è stato parzialmente sormontato come testimonia la lingua deposizionale detritica presente a tergo di esso. All'interno del bosco (figura 1.15) la colata presenta un primo tratto più largo (per effetto di una biforcazione del deflusso) e caratterizzato da depositi più contenuti ed un successivo tratto più ristretto dove la colata stessa ha ritrovato un percorso preferenziale di propagazione all'interno di un impluvio maggiormente inciso. In quest'ultimo tratto a causa della sensibile diminuzione della pendenza le forme deposizionali tipiche da debris flow si presentano molto più evidenti. In tale zona si sono verificate inoltre diverse divagazioni del deflusso solido-liquido.

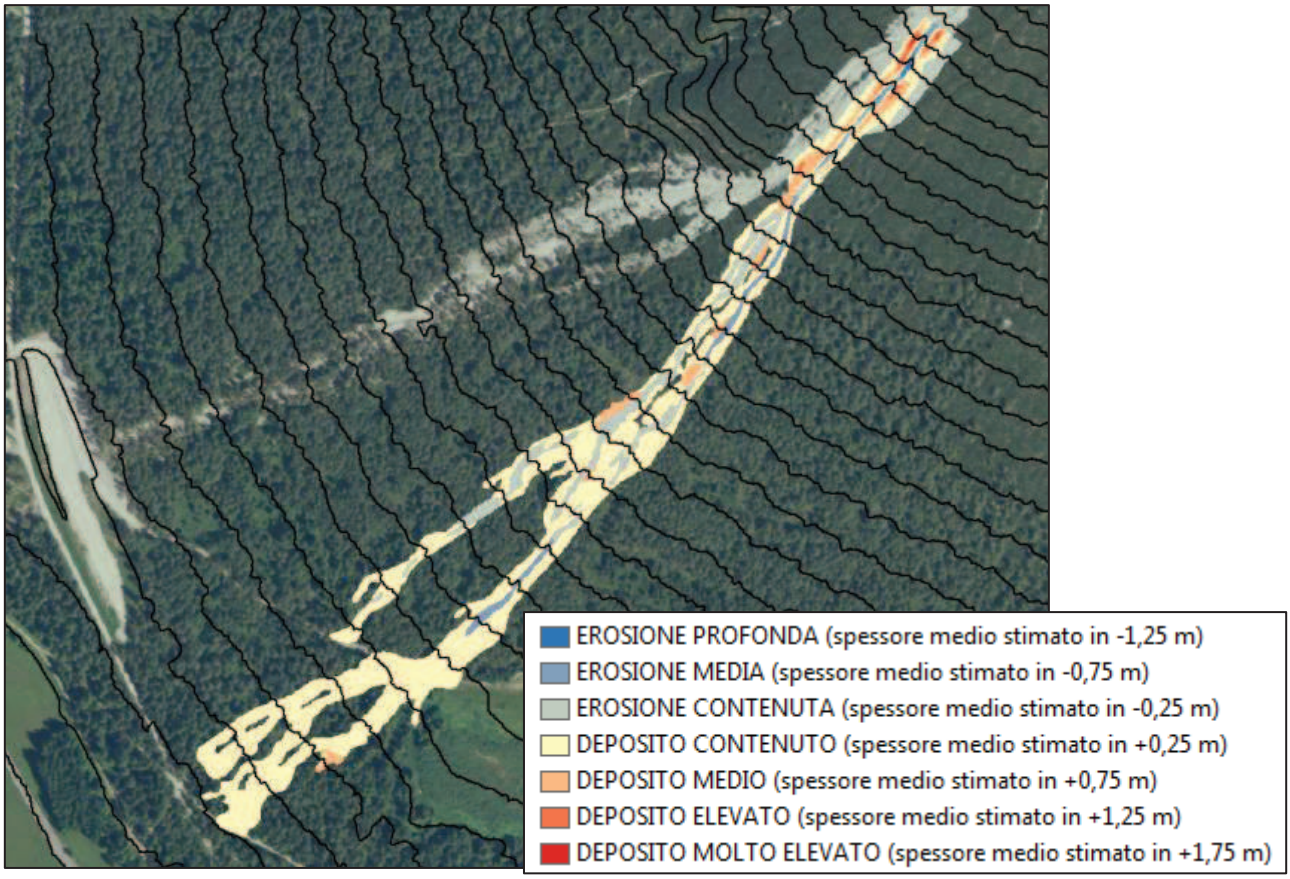


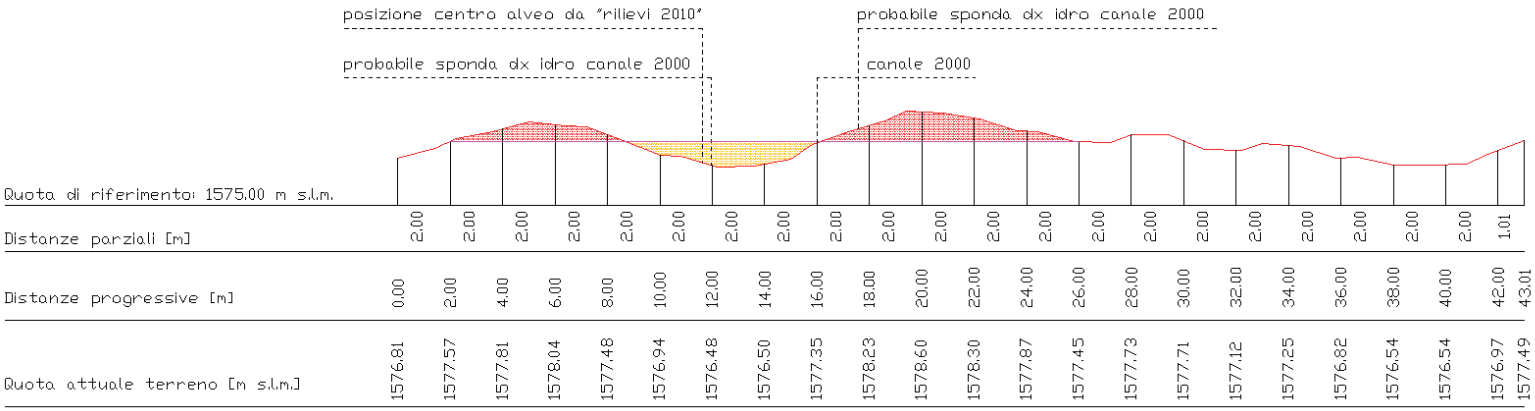
Fig. 1.15: carta delle erosioni e dei depositi dell'evento di colata di detrito occorso nel bacino di Fiames il 5 luglio 2006. Vengono messe in evidenza anche le curve di livello ricavate dal dtm ad alta risoluzione post-evento (da rilievo LiDAR 2010) fornendo in tal modo un ausilio alla comprensione della morfologia creatasi a seguito dell'evento (evidenti le zone dove i processi di erosione e di deposito sono stati più rilevanti).



Fig. 1.16: nuovo canale di deflusso della colata di detrito di Fiames. Evidente la forma triangolare dei cordoni detritici laterali e la loro struttura matrice-sostenuta con gradazione inversa. Oltre a ciò è evidente la linea di erosione che demarca la quota del profilo del conoide pre-evento (foto sopralluogo del 08/06/2014).

La carta delle erosioni e dei depositi occorsi in occasione dell'evento del luglio del 2006 è stata ricostruita sulla base dei dati e delle informazioni acquisite durante campagne di rilievi geomorfologici e GPS (eseguite nell'arco di tempo 2006-2014), della documentazione tecnica disponibile e mediante foto-interpretazione. In particolare, nella parte superiore del nuovo canale di deflusso (nel tratto compreso tra le due divagazioni in sinistra idrografica) le informazioni dedotte sia mediante foto-interpretazione che mediante le campagne di misure a terra (i.e. posizione del limite delle formazioni a pino mugo nell'area adiacente al canale di deflusso, posizione della linea di erosione, posizione del talweg) sono state riportate in sedici sezioni trasversali estratte dal dtm ottenuto mediante interpolazione con operatori locali dei punti GPS acquisiti nella campagna di rilievo del maggio-giugno 2014 (figure da 1.17 a 1.24). Ciò ha permesso di tracciare il presunto profilo del terreno pre-evento e quindi di determinare successivamente i presunti volumi complessivi di erosione e di deposito, pari rispettivamente a 1797,42 m^3 ed a 10.258,06 m^3. Il volume solido da utilizzare come dato di input al modello numerico di innesco delle colate di detrito (vedi capitolo 7) è stato dunque ottenuto per differenza.

SEZIONE_1





SEZIONE_2

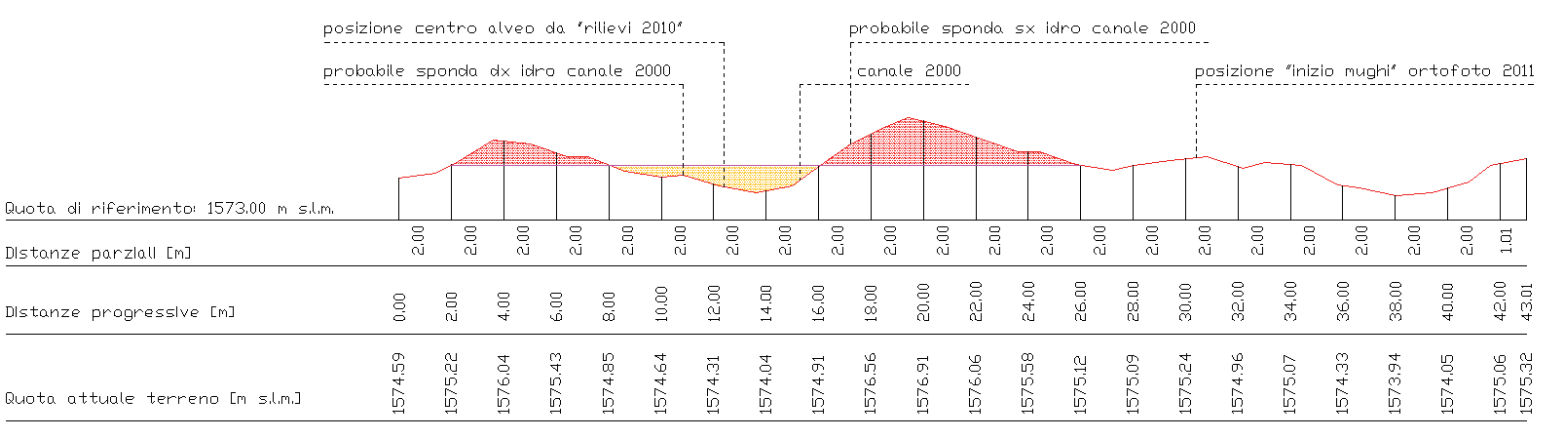




Fig. 1.17: sezioni trasversali “tipo” del nuovo canale di deflusso di Fiames. Sono inoltre riportate le informazioni dedotte mediante foto-interpretazione e rilievi a terra. In rosso le presunte aree in deposito, in giallo le presunte aree in erosione.

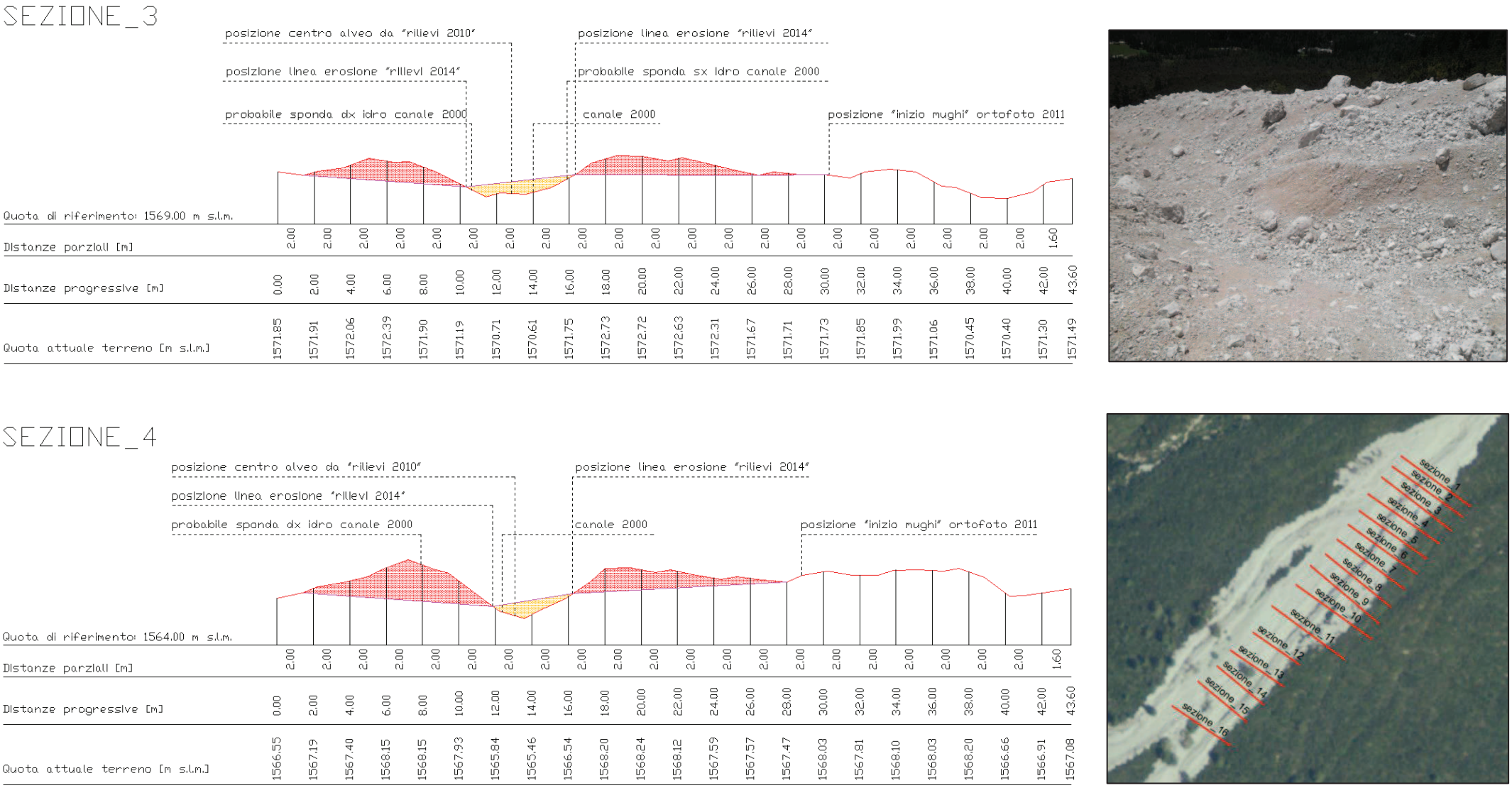


Fig. 1.18: sezioni trasversali “tipo” del nuovo canale di deflusso di Fiames. Sono inoltre riportate le informazioni dedotte mediante foto-interpretazione e rilievi a terra. In rosso le presunte aree in deposito, in giallo le presunte aree in erosione.

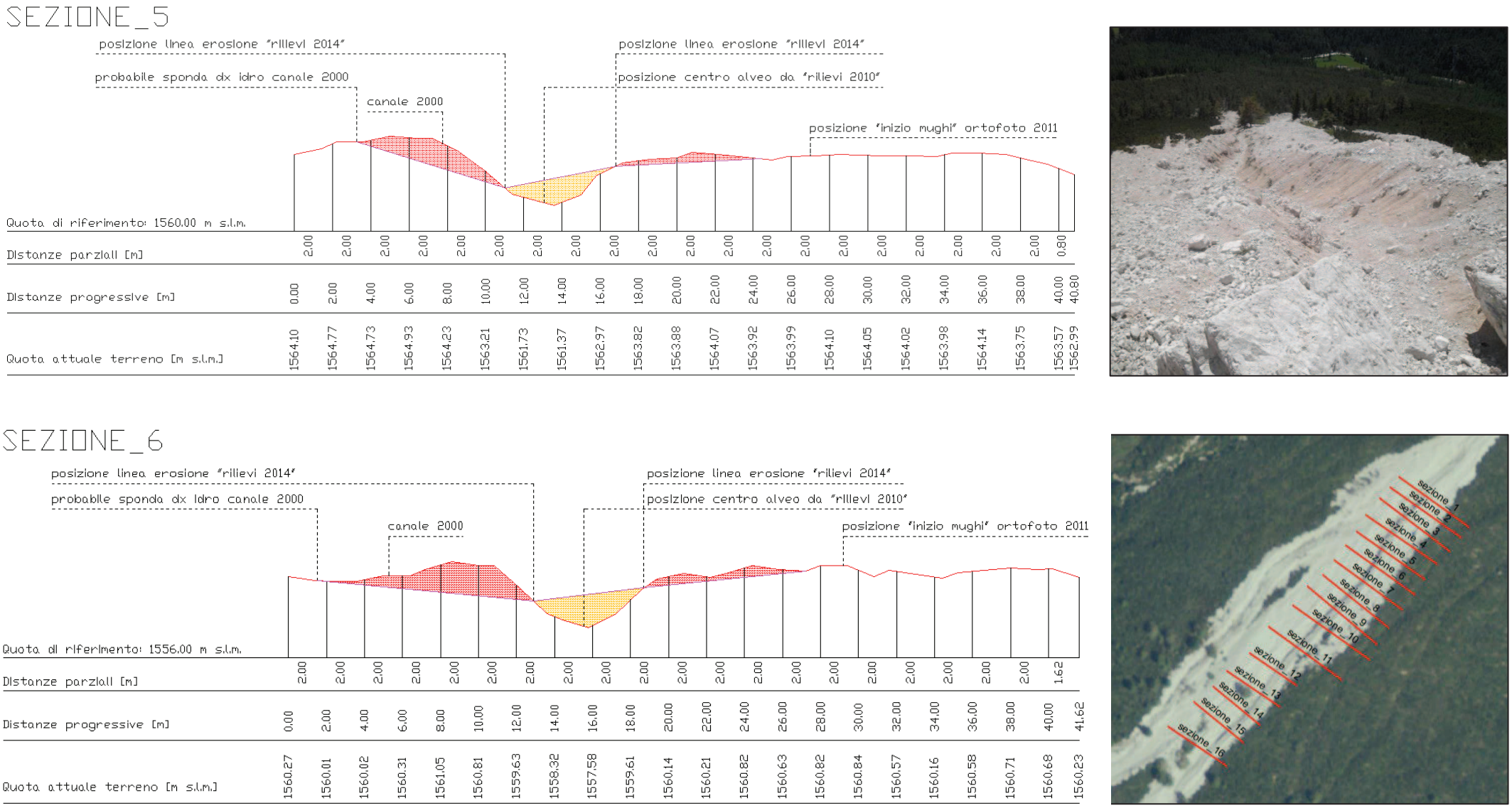
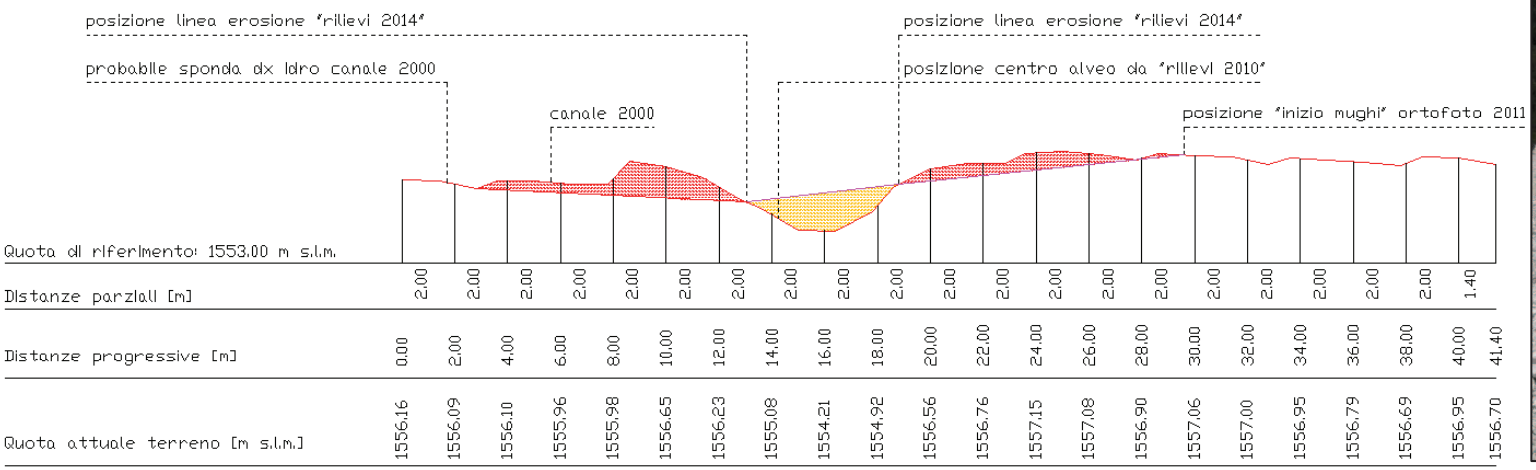
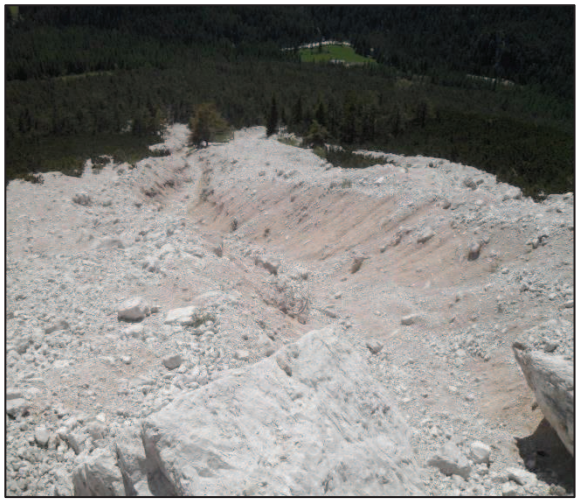


Fig. 1.19: sezioni trasversali "tipo" del nuovo canale di deflusso di Fiames. Sono inoltre riportate le informazioni dedotte mediante foto-interpretazione e rilievi a terra. In rosso le presunte aree in deposito, in giallo le presunte aree in erosione.

SEZIONE_7





SEZIONE_8

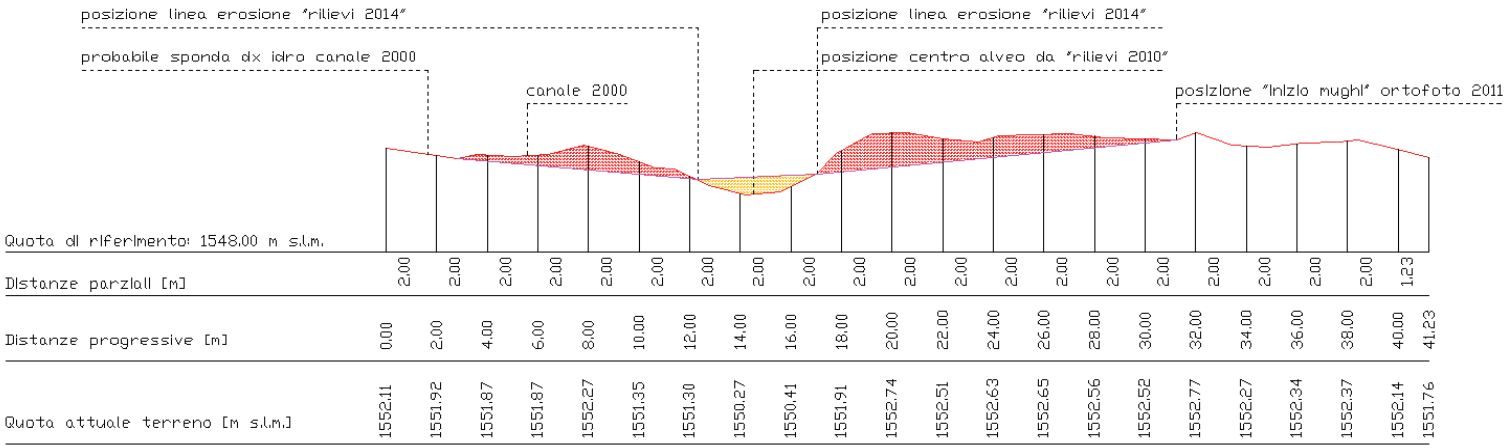
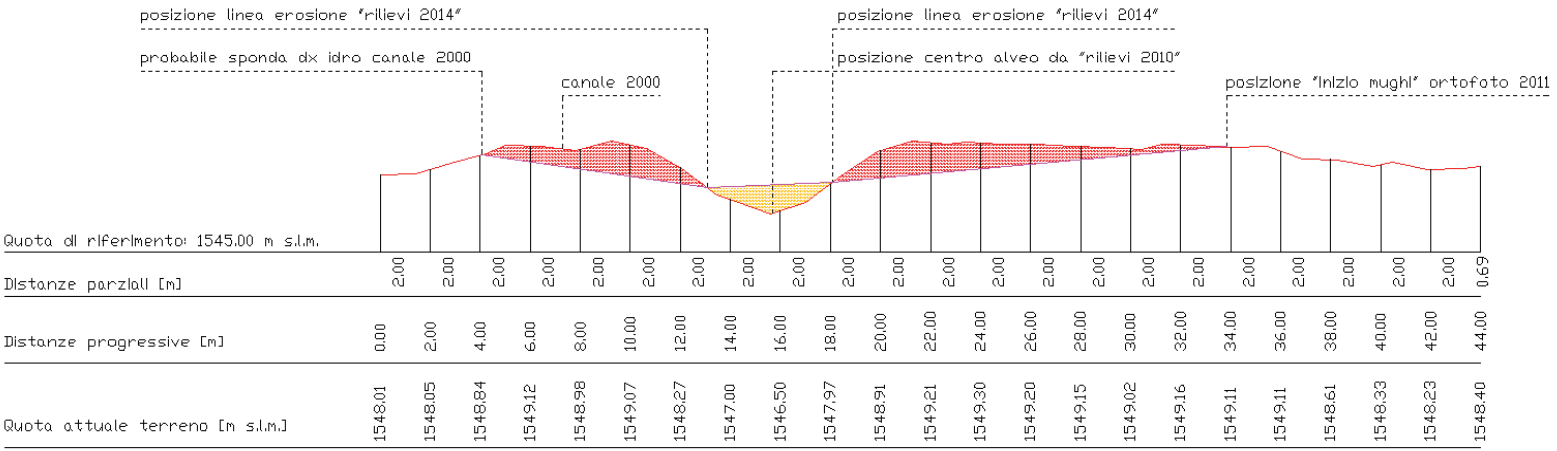




Fig. 1.20: sezioni trasversali “tipo” del nuovo canale di deflusso di Fiames. Sono inoltre riportate le informazioni dedotte mediante foto-interpretazione e rilievi a terra. In rosso le presunte aree in deposito, in giallo le presunte aree in erosione.

SEZIONE_9





SEZIONE_10

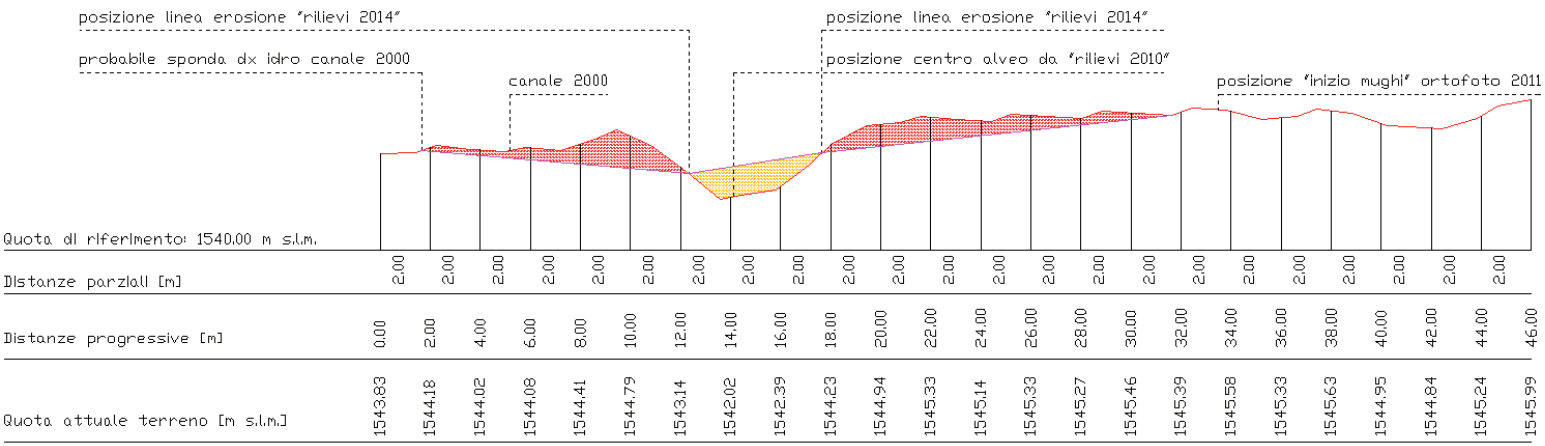
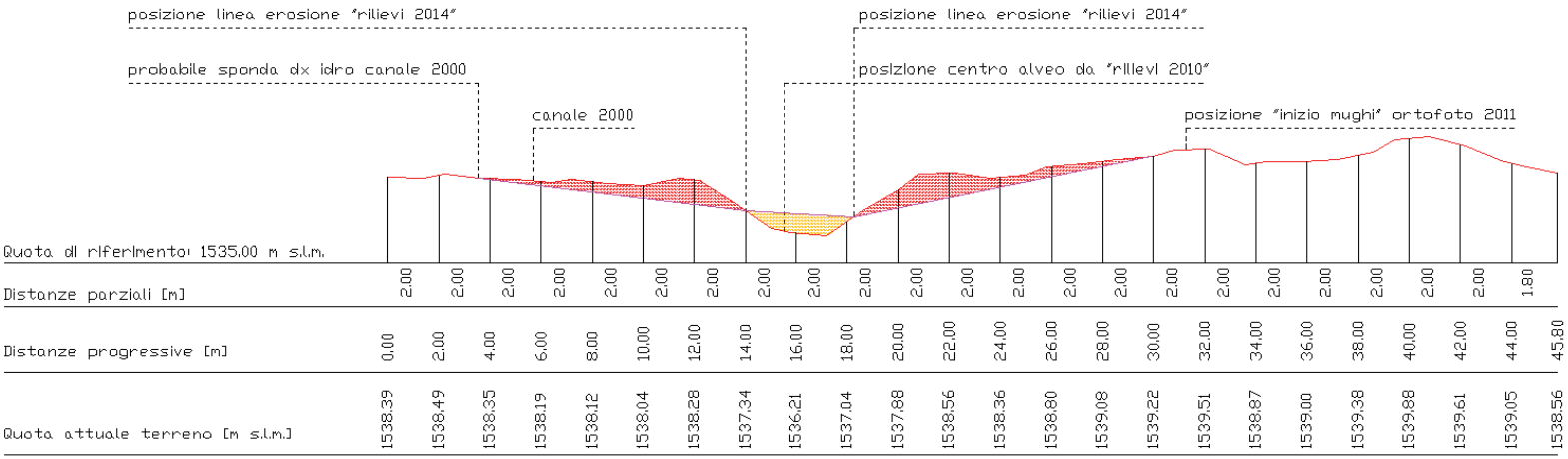




Fig. 1.21: sezioni trasversali “tipo” del nuovo canale di deflusso di Fiames. Sono inoltre riportate le informazioni dedotte mediante foto-interpretazione e rilievi a terra. In rosso le presunte aree in deposito, in giallo le presunte aree in erosione.

SEZIONE_11





SEZIONE_12

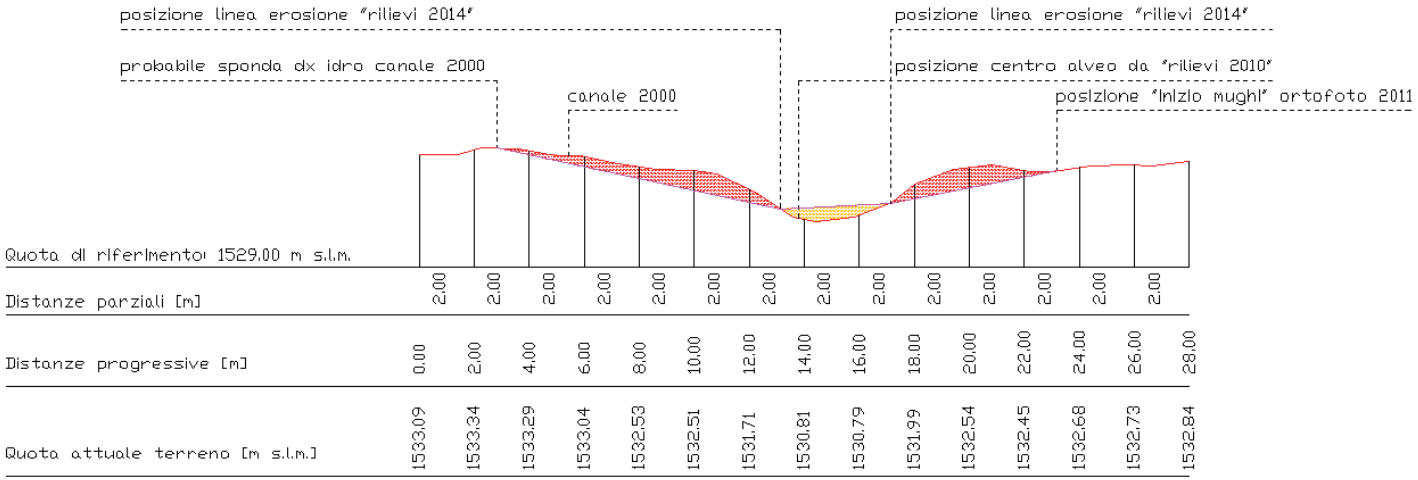
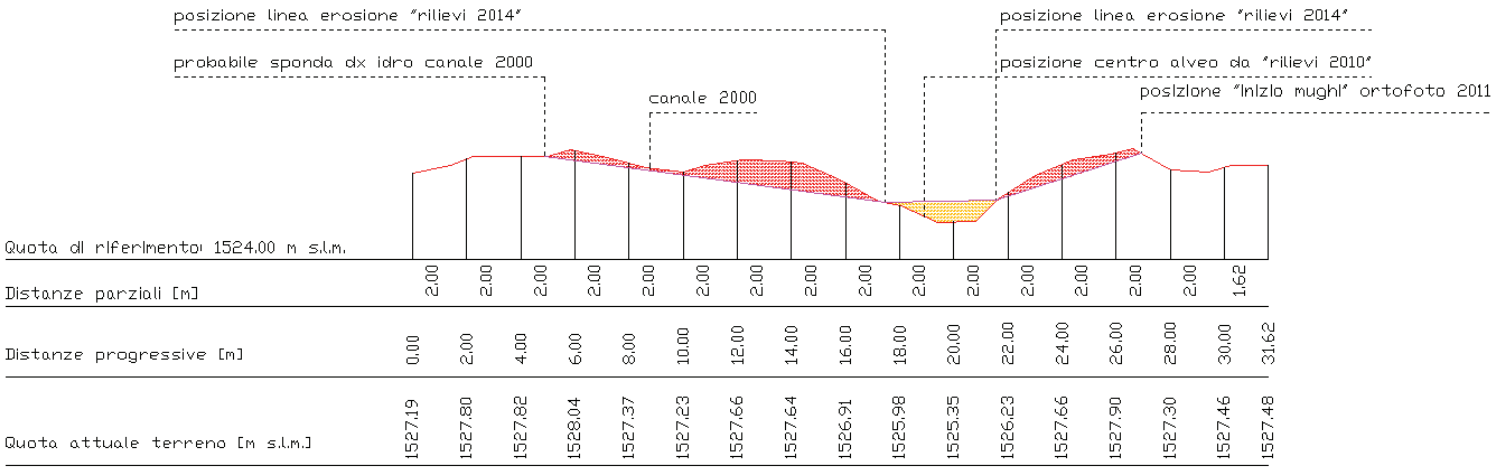




Fig. 1.22: sezioni trasversali “tipo” del nuovo canale di deflusso di Fiames. Sono inoltre riportate le informazioni dedotte mediante foto-interpretazione e rilievi a terra. In rosso le presunte aree in deposito, in giallo le presunte aree in erosione.

SEZIONE_13





SEZIONE_14

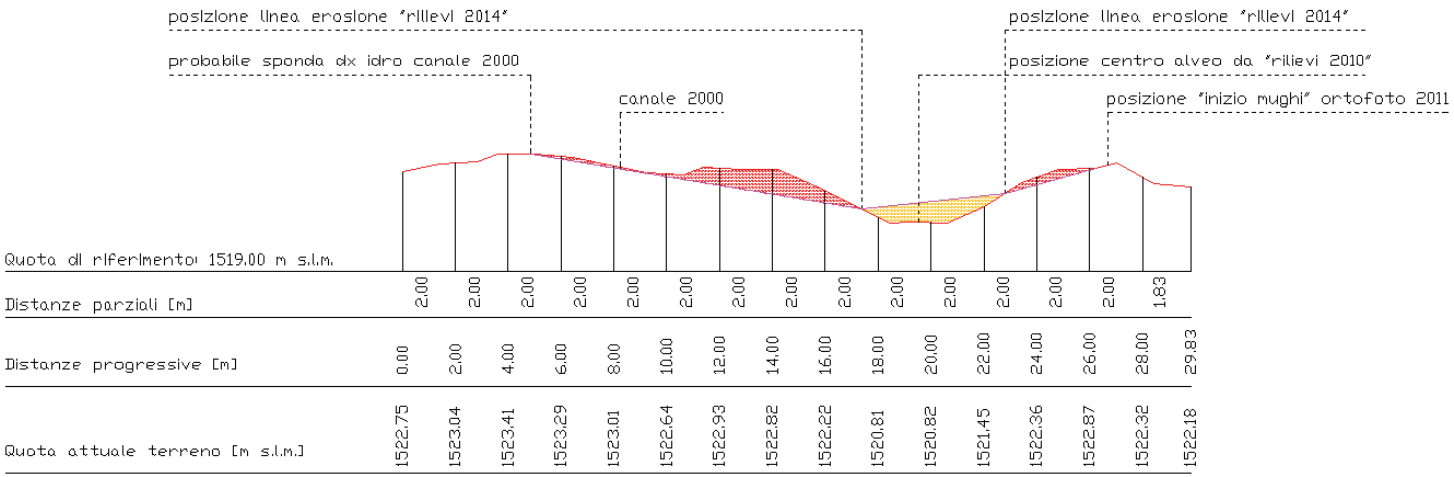
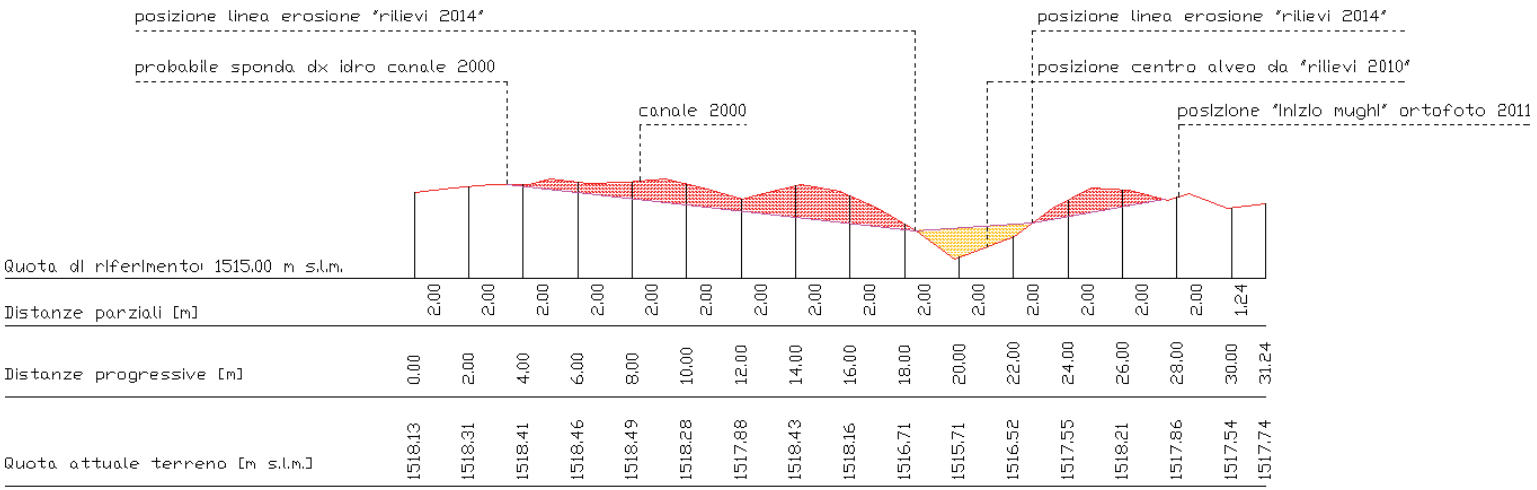




Fig. 1.23: sezioni trasversali “tipo” del nuovo canale di deflusso di Fiames. Sono inoltre riportate le informazioni dedotte mediante foto-interpretazione e rilievi a terra. In rosso le presunte aree in deposito, in giallo le presunte aree in erosione.

SEZIONE_15





SEZIONE_16

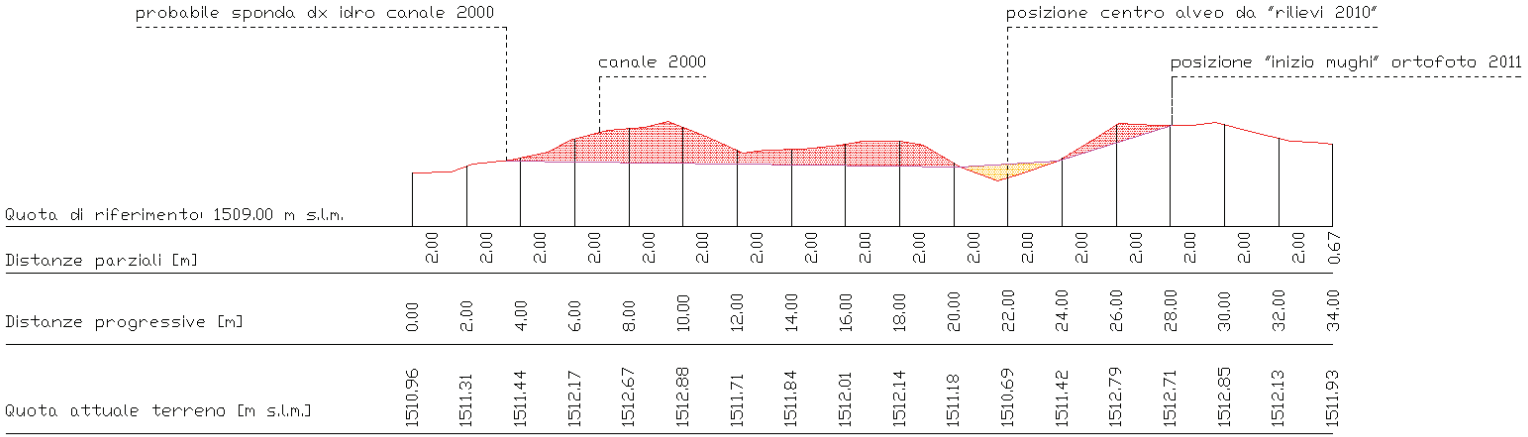




Fig. 1.24: sezioni trasversali “tipo” del nuovo canale di deflusso di Fiames. Sono inoltre riportate le informazioni dedotte mediante foto-interpretazione e rilievi a terra. In rosso le presunte aree in deposito, in giallo le presunte aree in erosione.

2. INQUADRAMENTO CASO STUDIO DEL LAZER (TN)

Nel presente capitolo dopo un breve inquadramento territoriale dell'area oggetto di studio verrà fornita una descrizione di dettaglio del bacino e del conoide del Rio Lazer concludendo quindi con l'analisi degli eventi storici con particolare riferimento alla colata di detrito occorsa il 4 novembre 1966.

2.1 Inquadramento territoriale

Il bacino del Rio Lazer è un'interessante caso di studio poiché unisce l'esigenza di un'analisi morfo-idrologica a quella idraulica per la valutazione della sicurezza idro-geologica di quella porzione di territorio affetta dalle esondazioni liquide e solide provocate dal torrente stesso in occasione di fenomeni piovosi estremi. In questa direzione, il bacino del Rio Lazer è stato preso più volte in esame dal *Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali (TeSAF)* dell'Università di Padova a causa degli ampi dissesti che lo hanno interessato in passato e che tuttora proseguono rendendo necessaria una continua attività di monitoraggio e manutenzione delle opere di sistemazione idraulico-forestale ivi realizzate con la funzione di ridimensionare la magnitudo degli eventi naturali conseguenti alle elevate ed intense precipitazioni (figura 2.1).

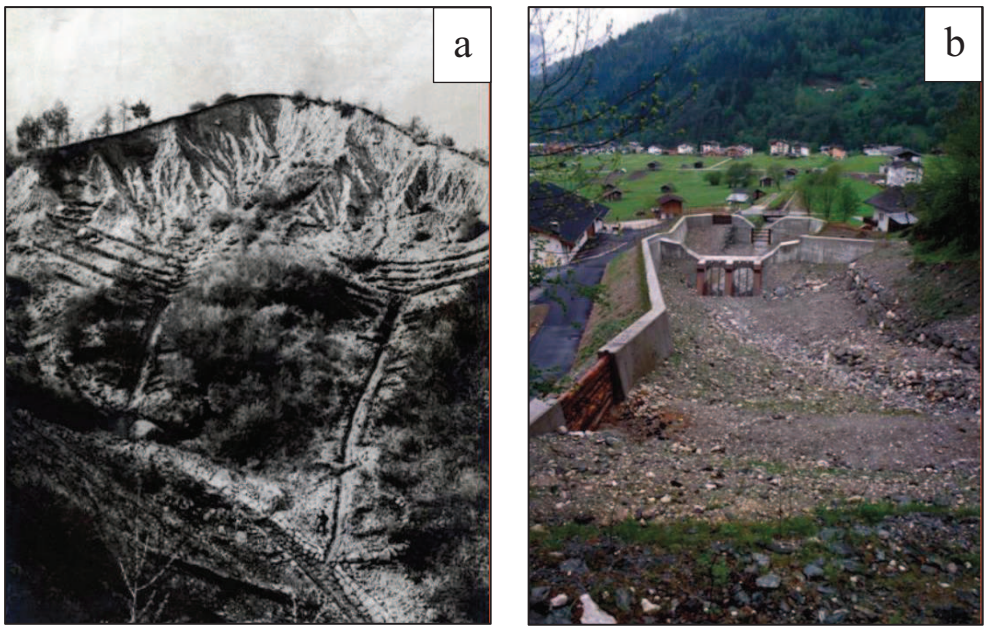


Fig. 2.1: *(a)* porzione del bacino del Rio Lazer in una foto storica del 1888. *(b)* Opere di sistemazione idraulico-forestale realizzate all'apice del conoide di deiezione per regolare la magnitudo di flussi detritici.

2.2 Analisi del sistema bacino-conoide del Rio Lazer

Il Rio Lazer, figura 2.2, è il terzo affluente di sinistra idrografica del reticolo del bacino di primo livello del Torrente Cismon chiuso a Fiera di Primiero (TN). Detto bacino, principale tributario tridentino del fiume Brenta, è posto alle estreme propaggini orientali della provincia di Trento e, nella sua parte più meridionale, interessa anche la Regione Veneto. Il bacino del Rio Lazer, compreso tra i comuni di Siror e Tonadico, è influenzato in modo rilevante dall'assetto geo-litologico dell'area e dalle linee di faglia ivi presenti. Infatti, la *linea Valsugana* rappresenta una frattura profonda che separa le rocce metamorfiche caratteristiche della massa intrusiva che si è innalzata in corrispondenza della Cima d'Asta dalle rocce sedimentarie della valle del fiume Brenta, generando di conseguenza un profondo disturbo litologico. In particolare, è da osservare come il versante in destra idrografica del Rio Lazer si caratterizzi per la presenza di rocce sedimentarie poco erodibili per cui il livello generale di incisione è limitato e i vari collettori sono caratterizzati da modesti gradi gerarchici e da un'elevata inclinazione del letto. Il versante in sinistra idrografica, invece, è costituito da affioramenti metamorfici decisamente più erodibili, i quali mettono in evidenza collettori più evoluti e complessi con una pendenza più contenuta. Il Rio Lazer si presenta complesso e articolato proprio perché si sviluppa tra queste due situazioni: da una parte le rocce più dure conferiscono stabilità e lunghi periodi caratterizzati dall'assenza di fenomeni geotecnici significativi, dall'altra le rocce più alterabili trasformano piccole incisioni in diffuse erosioni superficiali e in dissesti di versante, più o meno profondi, in concomitanza con forti eventi meteorici che condizionano in modo efficace il deflusso sottosuperficiale.

Il substrato roccioso localizzato nella parte medio-bassa del bacino è costituito da filladi e da ignimbriti riodacitiche. Sono inoltre presenti depositi quaternari nella forma di morene e di detrito di degradazione delle filladi. Queste ultime, praticamente impermeabili, presentano una erodibilità medio-alta data la loro minuta fissilità e notevole fratturazione, dando come prodotti della degradazione un detrito ad altissima erodibilità e media permeabilità (blocchi e pietrisco nastriforme in un'abbondante matrice sabbioso-limosa). Le ignimbriti riodacitiche affiorano in lembi limitati e si presentano fortemente cataclasate (medio-alta erodibilità e permeabili per fatturazione) portando così alla formazione di un incoerente sabbione di degradazione ad altissima erodibilità. I depositi morenici, situati

alla testata del bacino, sono caratterizzati da una notevole potenza, un'altissima erodibilità e una buona permeabilità.

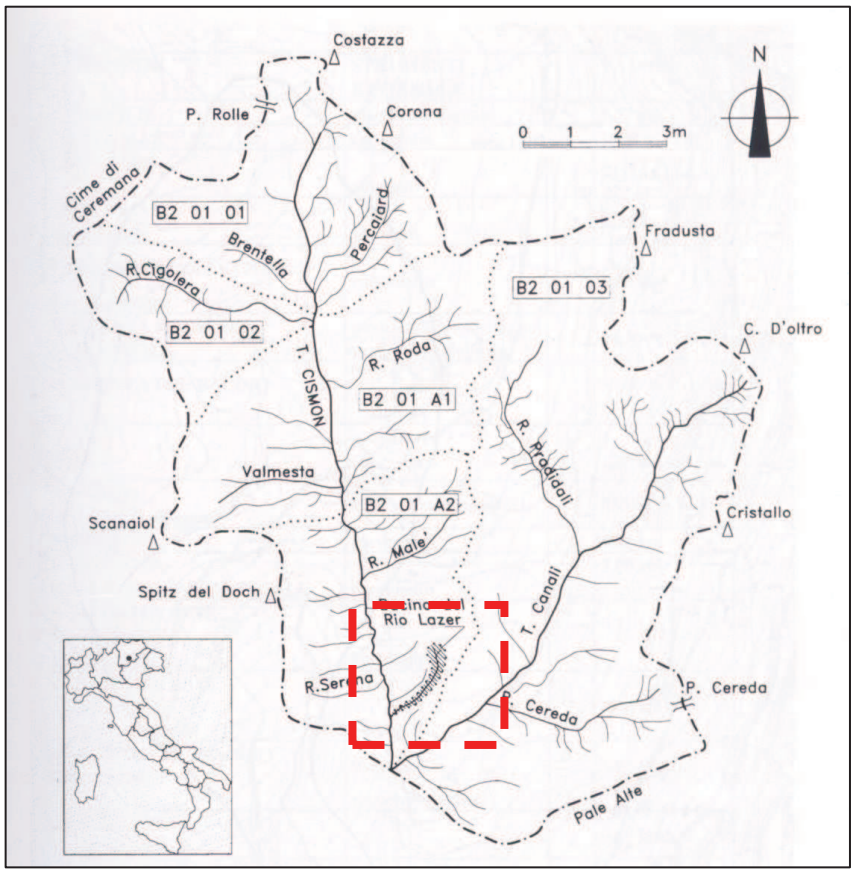


Fig. 2.2: reticolo idrografico del bacino di primo livello del torrente Cismon con inquadramento dell' area oggetto di studio in rosso.

Lo spartiacque orografico del bacino idrologico di produzione chiuso a quota 826,26 m s.l.m. in corrispondenza del presunto apice topografico del conoide, risale il versante in direzione Nord costeggiando le località *Pianezze* e *Poline* fino quasi al *Col dei Cistri* a quota 1.604,11m s.l.m., da qui la displuviale ridiscende il versante in direzione *Strine* ricongiungendosi alla sezione di chiusura presso il comune di Siror (figura 2.3).

Come si nota in figura 2.3, il reticolo idrografico presenta un pattern subdendritico ed è organizzato in un collettore principale, il Rio Lazer, e tre affluenti principali. Tali affluenti si presentano poco sviluppati planimetricamente ed hanno una sezione media di deflusso inferiore a 0,50 m. Il collettore principale, invece, presenta sezioni trasversali che variano tra i 5,00 m del cunettone realizzato subito a valle delle briglie filtranti poste

all'apice topografico del conoide ai 1,50-2,00 m lungo il canale vallivo per giungere a circa 0,50 m nella parte sommitale.

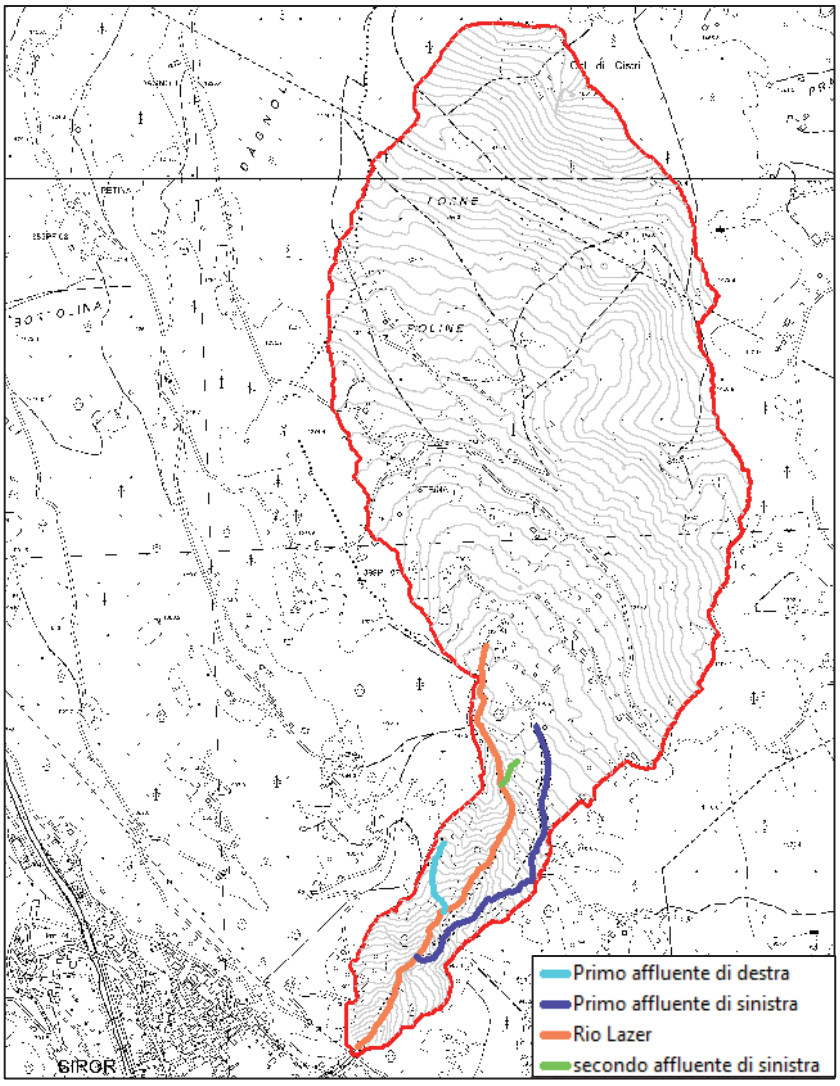


Fig. 2.3: spartiacque orografico e reticolo del bacino del Rio Lazer montati sulla CTP georiferita.

Il Rio Lazer confluisce nel torrente Cismon a quota 744,52 m s.l.m. circa, presenta un conoide morfologicamente uniforme e risale una stretta valle ad elevata pendenza ed intensamente sistemata mediante briglie in serie in c.a. fino ad una zona cacuminale molto ampia e con pendenze più dolci ove termina la traccia della linea drenante principale a quota 1.170,00 m s.l.m. circa (figura 2.3). Tale unità idrografica presenta i tipici caratteri morfometrici dei bacini torrentizi montani. In tabella 2.1 si riportano i principali elementi relativi alle proprietà lineari, areali e del rilievo utili alla descrizione morfometrica del bacino idrologico di produzione del Rio Lazer.

Parametro morfometrico	**Formula/metodo**	**Valore**
Area del bacino *(S)*	digitale da file	1,558 Km²
Perimetro del bacino *(P)*	digitale da file	8,74 Km
Lunghezza media del bacino *(L)*	$L = \frac{P}{4} + \left(\frac{P}{4}\right)^2 - S$	5,40 Km
Quota massima *(Hm)*	digitale da curva ipsografica	1604,11 m s.l.m.
Quota minima *(Ho)*	digitale da curva ipsografica	805,37 m s.l.m.
Energia del rilievo *(E)*	$E = Hm - Ho$	798,74 m
Quota media del bacino *(Qm)*	digitale da curva ipsografica	1296,38 m s.l.m.
Altezza media del bacino *(H media)*	$E = Qm - Ho$	491,01 m
Pendenza media del bacino *(S media)*	digitale da curva ipsografica	38,28 %
Fattore di forma *(F)*	$F = \frac{0.89 \cdot L}{\sqrt{S}}$	3,85
Rapporto di circolarità *(Rc)*	$Rc = \frac{S}{L^2}$	0,05
Lunghezza complessiva delle aste *(Lu)*	digitale da file	2,79 Km
Lunghezza *(Lc)* dell'asta principale; e prolungamento allo spartiacque	digitale da file	1,75 Km; 3,22 Km
Lunghezza *(Lc)* della rete in destra idrografica	digitale da file	0,18 Km
Lunghezza *(Lc)* della rete in sinistra idrografica	digitale da file	0,86 Km
Gradiente medio di pendio *(Ia)* dell'asta principale	$\vartheta = \frac{\Delta H}{Lc}$	0,20 m/m (~12°)
Gradiente medio di pendio *(Ia)* della rete in destra idrografica	$\vartheta = \frac{\Delta H}{Lc}$	0,38 m/m (~21°)
Gradiente medio di pendio *(Ia)* della rete in sinistra idrografica	$\vartheta = \frac{\Delta H}{Lc}$	0,27 m/m (~15°)
Densità di drenaggio *(Dd)*	$Dd = \frac{Lu}{S}$	1,79 Km/Km²
Tempo di corrivazione *(tc)* secondo *Giandotti* (modificato da *Aronica & Paltrinieri)*	$Tc = \frac{\frac{1}{M \cdot d}\sqrt{S} + 1.5La}{0.8\sqrt{Qm - Ho}}$	0,57 ore (~35 min)

Tab. 2.1: sintesi dei principali dati morfometrici ed idrografici del bacino idrologico del Rio Lazer.

Come evidenziato dai parametri morfologici, il bacino idrologico del Rio Lazer presenta una forma allungata con una marcata sinuosità del collettore principale, caratteristica tipica dei bacini giovanili auto-affini (coefficiente di *Hurst* uguale a 0,87). Simili bacini non hanno ancora raggiunto la stabilità evolutiva (fase di maturità) e sulla base della curva ipsometrica denotano un'elevata potenzialità di trasformazione nella parte terminale del bacino, ovvero nella zona incassata posta subito a monte del conoide. Difatti, dalla curva ipsometrica adimensionalizzata del bacino di figura 2.4 si nota una forte inclinazione del tratto terminale, ciò indica che la zona valliva è incassata. La prevalenza delle superfici topografiche ai valori di quota altimetrica elevati congiuntamente ad un indice di compattezza di *Gravelius* pari a 1,96 confermano come il Rio Lazer sia costituito da forme aspre e in uno stato evolutivo giovanile in cui l'azione morfogenetica dominante va attribuita ai processi di erosione verticale operati dai corsi d'acqua. Ciò è peraltro confermato da un valore dell'integrale ipsometrico maggiore di 0,60. Di conseguenza l'aspetto morfometrico avvalora ed aggrava le possibili situazioni di dissesto che si possono verificare durante gli eventi pluviometrici estremi. Sono state calcolate inoltre relativamente all'intero bacino una pendenza media del 38,28% ed un'area di 1,56 km²; tali valori indicano che la risposta idrologica del bacino agli eventi pluviometrici è tendenzialmente rapida (tempo di corrivazione contenuto). Il valore contenuto della densità di drenaggio indica invece che nel complesso il bacino risulta poco drenato, in particolare mediamente drenato il versante in sinistra idrografica e poco drenato il versante in destra idrografica.

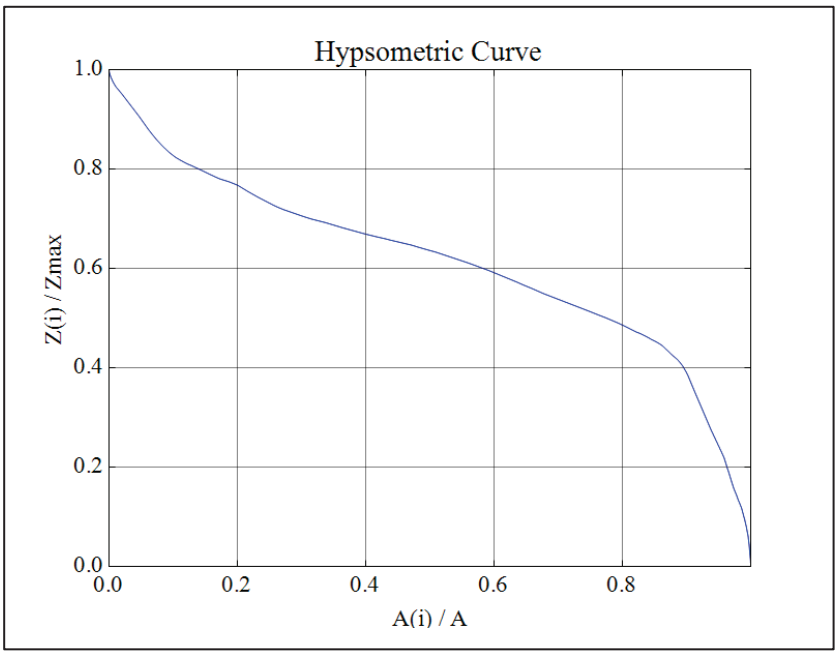


Fig. 2.4: curva ipsometrica adimensionalizzata del bacino del Rio Lazer (modulo *r.hypso* in GRASS GIS).

Per ottenere una speditiva zonazione geomorfologica del bacino idrologico del Rio Lazer si è utilizzato il modulo *r.geomorphon* implementato in GRASS GIS (figura 2.5). Con esso, inserendo come parametro in input il DTM della zona oggetto di studio, si può ottenere in output il layer raster riclassificato contenente l'identificazione delle dieci forme terrestri più comuni, ovvero: zone pianeggianti *(flat area)*, picchi *(summit)*, valli *(valley)*, piedi di versanti *(footslope)*, versanti *(slope)*, depressioni *(depression)*, selle *(hollow)*, forme aspre *(spur)*, crinali *(ridge)* e cigli di scarpata *(shoulder)*. Tale classificazione si basa sul confronto tra l'elevazione del pixel di riferimento e quella dei suoi otto vicini (individuati applicando il principio della *linea di vista* lungo le otto direzioni principali), partendo dalla cella che si trova a est e proseguendo in senso antiorario. Come risultato del confronto si ottiene un operatore ternario (i.e. +, -, -, -, 0, +, +, +) che descrive un possibile modello di misure relative per i pixel che circondano la cella di riferimento.

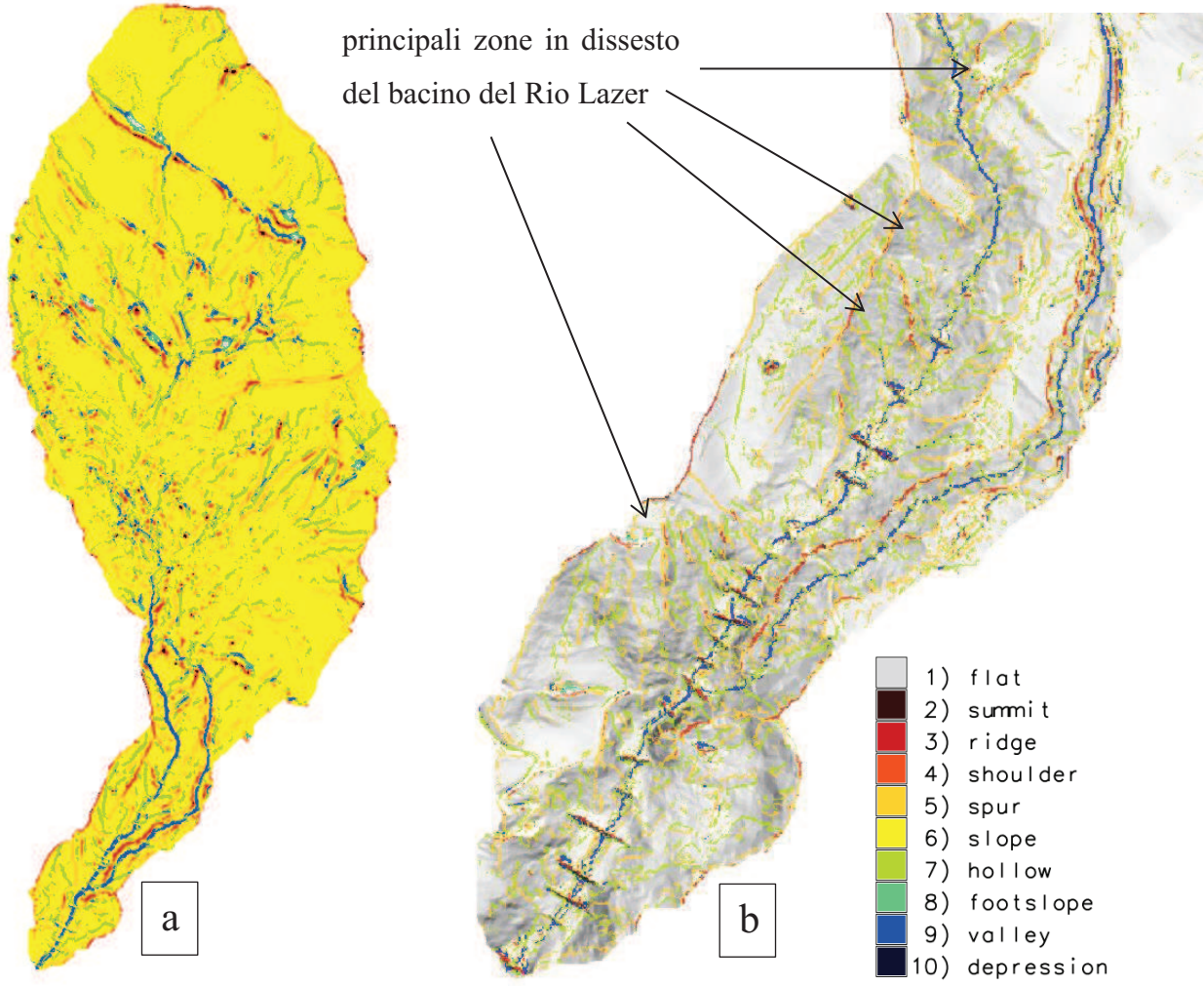


Fig. 2.5: *(a)* mappa geomorfologica generale del bacino del Rio Lazer ottenuta considerando un raggio di ricerca pari a 15 pixel. *(b)* mappa geomorfologica di dettaglio della parte centrale dissestata del bacino ottenuta considerando un raggio di ricerca pari a 5 pixel (qui sono state escluse le zone classificate versante).

In base alle analisi morfometriche condotte e considerando la relazione 1.1, si stima che il volume massimo di materiale detritico che può essere teoricamente mobilizzato in occasione di un evento di trasporto di massa nel bacino del Rio Lazer è di circa 110.000,00 m^3.

In figura 2.6 si riporta invece un raffronto tra i valori di magnitudo calcolati con i principali metodi empirici proposti in letteratura (si rimanda alle pubblicazioni scientifiche dedicate per ulteriori approfondimenti).

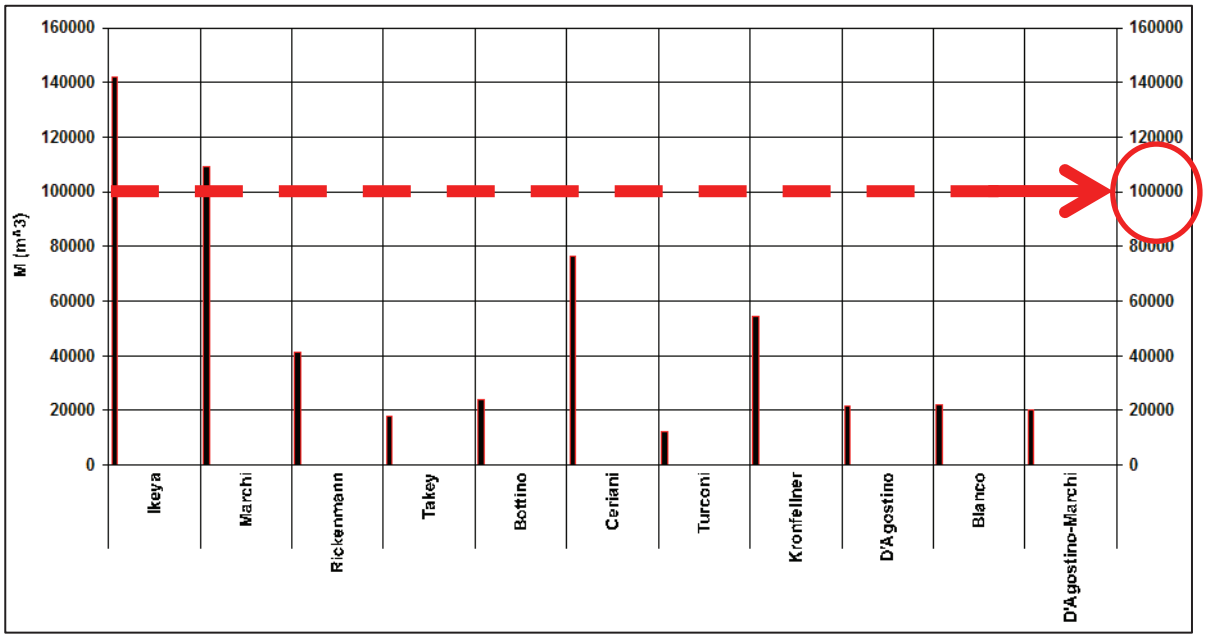


Fig. 5.6: confronto tra i valori di magnitudo calcolati coi principali metodi proposti in letteratura.

Il conoide del Rio Lazer (figura 2.7) occupa una superficie dall'estensione limitata se posta a confronto con l'area dell'intero bacino idrologico di produzione ed è stato oggetto di numerosi eventi alluvionali e di dissesto idro-geologico nel corso dell'ultimo secolo (vedi paragrafo 2.4). In particolare, a causa dell'elevata magnitudo, sono da porre in risalto l'evento di colata detritica occorso il 4 novembre 1966 (il quale portò all'alluvionamento di una notevole superficie del conoide di deiezione) e l'evento alluvionale verificatosi il 13 settembre 1994, il quale riattivò alcuni fenomeni franosi ma venne completamente assorbito dalle opere di sistemazione idraulico-forestale precedentemente realizzate. Si tratta di un conoide di origine mista, in cui la costruzione dell'edificio è legata all'azione congiunta delle acque correnti e della gravità. Esso si presenta inoltre confinato frontalmente dal torrente Cismon.

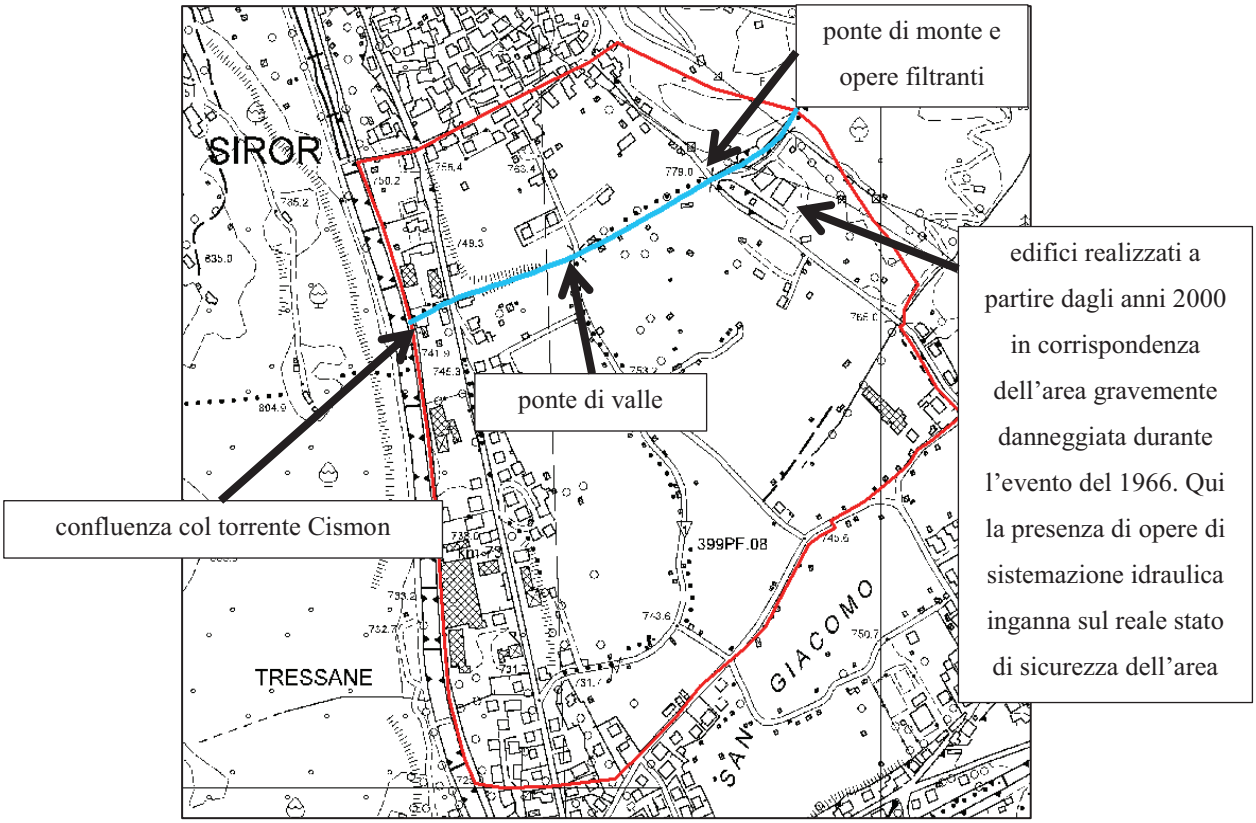


Fig. 2.7: conoide di deiezione del Rio Lazer montato sulla CTP georiferita. In evidenza in azzurro il tratto del Rio canalizzato artificialmente in conoide.

In tabella 2.2 i principali parametri morfometrici del conoide del Rio Lazer.

Parametro morfometrico	**Formula/metodo**	**Valore**
Area del conoide *(S)*	digitale da file	0,44 Km²
Quota apice *(Hm)*	digitale da curva ipsografica	826,26 m s.l.m.
Quota unghia *(Ho)*	digitale da curva ipsografica	744,52 m s.l.m.
Quota media *(Qm)*	digitale da curva ipsografica	754,11 m s.l.m.
Pendenza media del conoide *(Sf)*	digitale da curva ipsografica	12,87% (~7°)
Numero di rugosità di Melton *(Mel)*	$F = \frac{Hm - Ho}{\sqrt{S}}$	0,64

Tab. 2.2: sintesi dei principali morfometrici del conoide del Rio Lazer.

Dall'analisi morfometrica emerge che il conoide del Rio Lazer è un tipico conoide montano associato a processi di trasporto solido massivo tipo debris flow (figura 2.8). Diverse evidenze di campo avvalorano tale deduzione, in particolare: presenza di briglie con filtri frangicolata ubicate all'apice topografico del conoide, formazioni vegetali rustiche nella zona prospiciente l'alveo in tutta l'area incassata di valle (complessi a netta prevalenza di ontano in successione nelle zone più stabilizzate col frassino), presenza nella zona alta del conoide di muretti a secco realizzati in massi a spigoli vivi accompagnati da tipici terrazzamenti e testimonianze storiche di eventi alluvionali estremi con distruzione di costruzioni rurali.

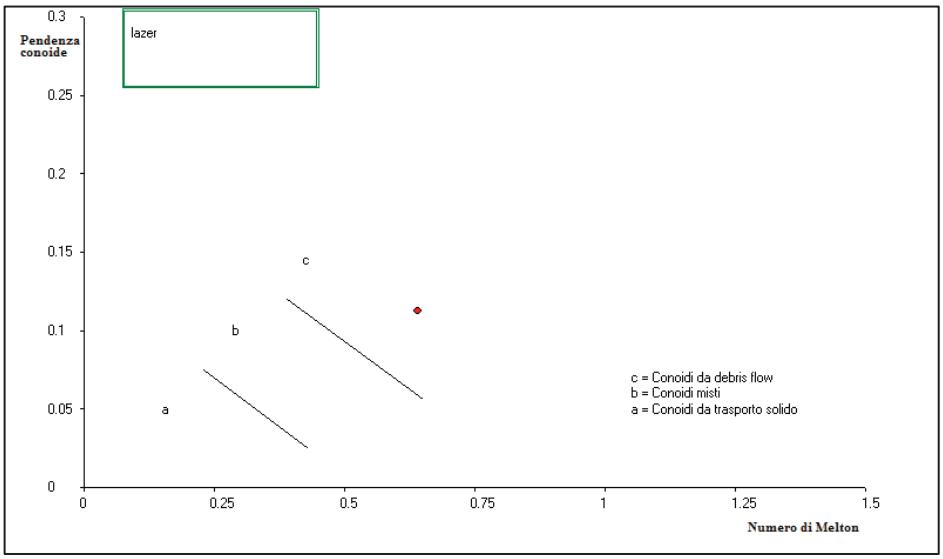


Fig. 2.8: diagramma di *Marchi et al. (1996)* per il conoide del Rio Lazer.

Dal punto di vista urbanistico, si segnala la presenza lungo tutto il conoide nelle immediate vicinanze del cunettone di manufatti adibiti sia a scopi agricoli e zootecnici che residenziali. Questi ultimi ad un'osservazione esterna non sono sembrano progettati nel rispetto dei vincoli caratteristici delle zone ad alto rischio di esondazione solida. Nella parte alta del conoide, in corrispondenza dell'area che durante l'evento del 1966 era stata gravemente danneggiata, sono state inoltre realizzate di recente per mezzo di imponenti sbancamenti tre strutture insediative connesse all'attività agricola. Tutti questi nuovi edifici sono abitati al pian terreno e presentano finestre rivolte verso monte. La conformazione del terreno ad oggi è tale da far presupporre che tale zona potrebbe essere ancor più gravemente danneggiata nel caso di un eventuale sovralluvionamento del Rio (figura 2.7). Si segnala infine la presenza di due attraversamenti stradali (figura 2.7).

2.3 Descrizione dello stato attuale dei luoghi

In tutta la vallata del Primiero dopo l'alluvione del novembre del 1966 sono stati intrapresi numerosi progetti di sistemazione idraulico-forestale, sia intensivi che estensivi, finalizzati alla prevenzione e alla difesa dal rischio idro-geologico.

Relativamente al bacino del Rio Lazer, la quasi totalità delle opere, come da sopralluogo, si presenta in discrete condizioni di operatività. Tuttavia, talune di esse richiedono una manutenzione maggiore poiché, soprattutto lungo l'affluente in sinistra idrografica del Rio, le briglie in legname e pietrame esistenti risalgono alla seconda metà del 1800.

Attualmente il tratto di collettore principale compreso tra il torrente Cismon e la strada statale si presenta in parte tombinato e con un angolo di confluenza retto. Tali condizioni sicuramente non sono idonee ai fini di un corretto smaltimento di un'eventuale colata di detrito o di una corrente liquida con intenso trasporto di materiale solido. A monte della statale, fino all'apice topografico del conoide, il Rio risulta canalizzato all'interno di un cunettone realizzato in pietrame e cemento e avente una geometria variabile dalla triangolare sia semplice che doppia (parte media e bassa del conoide) fino alla trapezoidale-rettangolare (parte alta del conoide). In taluni tratti, l'esiguo impiego di cemento nelle fughe tra i massi ha consentito lo sviluppo di una diffusa copertura vegetale erbacea in grado di mascherare la struttura stessa. Data l'esigua sezione di deflusso, attualmente per garantire una portata di progetto sufficiente (in relazione anche a sole piene liquide) si rende necessario il regolare sfalcio della copertura erbacea. Si sottolinea inoltre che lungo questo tratto sono presenti due ponti di attraversamento di recente costruzione, caratterizzati da un'altezza dell'impalcato non superiore ai tre metri per quello ubicato più a monte (a valle delle due filtranti) e a due metri per il ponte ubicato più a valle (figura 2.7). Il tratto compreso tra l'apice del conoide e la quota 950,00 m s.l.m. è morfologicamente classificabile come una forra rocciosa soggetta a continui ed estesi fenomeni di dissesto. L'intero settore, a causa degli intensi fenomeni erosivi occorsi durante l'evento alluvionale del 1966, ha subito una forte alterazione dei suoi connotati. A seguito di ciò, all'apice del conoide sono state realizzate due briglie filtranti con relativi bacini di deposito per una capacità d'invaso complessiva di 14.000,00 m^3 (figura 2.9). La briglia più a monte è una tipica opera frangicolata caratterizzata da due finestre protette da un filtro in acciaio ad elementi verticali e sono separate da un contrafforte centrale in c.a;

la briglia di valle ha invece la funzione di laminare il trasporto solido ed è caratterizzata da una classica apertura a fessura con un filtro a travi orizzontali in acciaio mobili.

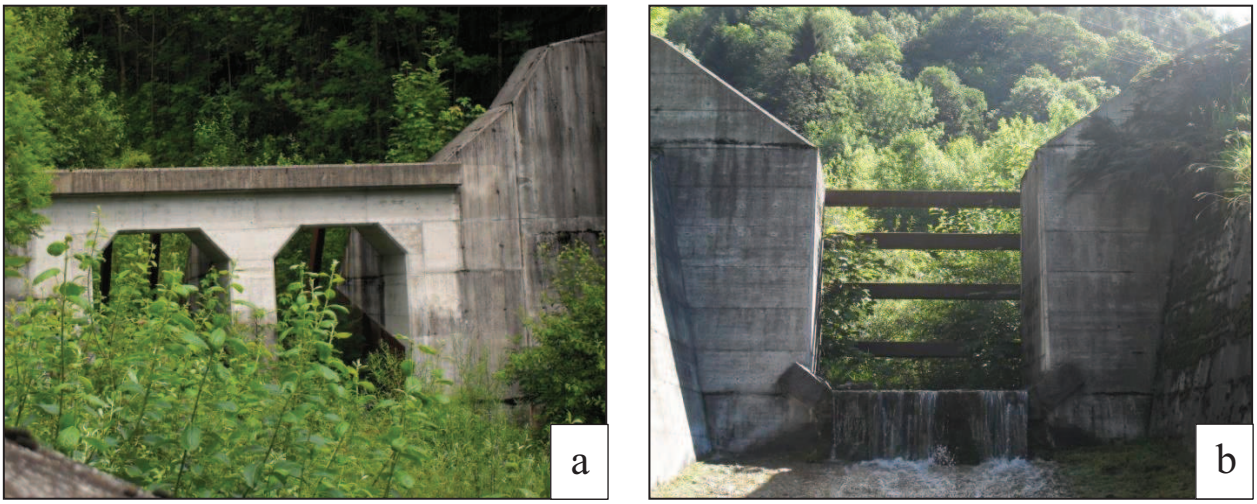


Fig. 2.9: *(a)* particolare della briglia filtrante di monte. *(b)* particolare della briglia filtrante di valle.

La realizzazione di queste opere rientrava in un ambito progettuale di più larga scala (scala di bacino) che comprendeva anche la realizzazione di interventi di consolidamento di alcune frane e la manutenzione ordinaria e straordinaria delle sistemazioni idraulico-forestali esistenti allo scopo di ridurre la disponibilità di sedimento in alveo e assicurarne la corretta regimazione in occasione di eventi pluviometrici estremi.

A monte della quota 950,00 m s.l.m. ha inizio il tratto più dissestato dell'intero bacino con numerose aree interessate da fenomeni di erosione (sia laminare che concentrata) attivi e/o quiescenti e franamento superficiale. Il collettore in questo settore si presenta inciso nella falda detritica morenica con sponde poco acclivi e letto a debole pendenza ed è caratterizzato dalla presenza di grandi blocchi di origine calcarea. Lungo tutto questo tratto, l'alveo risulta sistemato mediante imponenti briglie in c.a. disposte a gradinata (da sopralluogo 11 censite), le quali furono realizzate negli anni '70 allo scopo di consolidarne il fondo in quanto gravemente segnato dall'alluvione del 1966. A monte di questo settore, oltre la quota 1.100,00 m s.l.m., il collettore è caratterizzato da una sezione dalla larghezza ridotta e poco incisa sul versante. Il fondo dell'alveo è qui costituito da pochi elementi calcarei dalle dimensioni ridotte e le sponde si presentano molto dolci e colonizzate da arbusteti, cespuglieti e specie arboree resinose e non. Nella parte superiore a quota 1.200,00 m s.l.m. il collettore incide lievemente le aree in parte prative e in parte boscate

nei pressi della località *Belvedere*, ed è caratterizzato da un costante deflusso sottosuperficiale (come testimoniano i numerosi ristagni idrici ivi presenti) e da un deflusso superficiale irregolare solamente durante il periodo estivo-autunnale. A monte della suddetta quota non è più morfologicamente distinguibile e definibile l'alveo. Qui il bacino di raccolta nell'area di alimentazione ha una tipica forma concoide (a conchiglia) ed è per la maggiore occupato da formazioni in successione evoluta tendenzialmente coetaneiformi dominate da resinose ad eccezione di alcune limitate aree adibite a prato sfalciabile (nei pressi del ristorante *Tais* e della località *Poline*). Spingendosi ancora più a nord si giunge alla cima di *Col dei Cistri* alla base delle vette dolomitiche delle Pale di San Martino passando dall'ambiente tipico del *Fagetum* a quello del *Picetum*.

2.4 Analisi storica dei dissesti occorsi nel bacino del Rio Lazer

La ricerca bibliografica ha permesso di raccogliere numerose notizie di eventi alluvionali che hanno interessato il bacino del Rio Lazer (atti dell'Archivio Comunale di Tonadico e Siror; *GORFER, 1967*; *TROTTER, 1982*; *MILIZIA FORESTALE, 1928*). In particolare si cita:

- 1821: evento alluvionale che interessa tutto il versante compreso tra gli abitanti di Siror e Tonadico. Il Rio Lazer causa danni per un totale di 1433 fiorini. Vengono inghiaiati campi e prati, distrutti sette fienili e seriamente lesionate le difese esistenti lungo la valle. Nel rilievo dei danni vengono citate lesioni ad una serie di "murazzi" esistenti lungo la valle;
- 1878: ennesimo evento alluvionale che interessa il bacino del Rio Lazer. Nell'anno seguente venne redatto il progetto generale di sistemazione del bacino;
- 1882: il Rio Lazer arreca gravissimi danni. In una lettera datata 18.9.1883 rinvenuta nell'archivio del Comune di Tonadico si legge: "..i danni più rilevanti trovasi lungo il torrente Canali, Rio Lazer e sui rivi Cortesele e Valdilago nonché una parte sul torrente Cismon. Per la riparazione del Rio Lazer, spettante nella spesa in parti uguali fra i Comuni di Tonadico e Siror, dovrebbe essere occupato un complessivo importo di circa 8.000 fiorini..".. "…il lavoro verrà eseguito secondo il piano del Sig. Ing. Veronesi e secondo il

disegno del Sig. Ing. Orbelli. … Per lo scavo del cunettone contemplato nel piano Veronesi, i due Comuni impiegheranno cadauno 197 fiorini..";

- 1887: l'evento alluvionale di quest'anno porta alla distruzione del ponte presente nella parte alta del conoide del Rio Lazer;
- 1889: evento alluvionale interessa il bacino del Rio Lazer. In una lettera dell'I.R. Capitanato distrettuale del 7.1.1891 si legge: ".. nel programma approvato dalla Commissiona Provinciale per la regolazione delle acque relativo alla riparazione dei danni elementari del 1889 è inserito l' importo di fiorini 1150 di cui 700 per riparazioni e 450 per completare i lavori del rivi Lazer..";
- 1918: in una relazione del 1922 si legge: ".. Un forte nubifragio, avvenuto nell'anno 1918, aveva danneggiato assai le opere di sistemazione. Le acque, trovate probabilmente le cunette del corso superiore ingombre del materiale accumulatosi durante gli anni di guerra, straripò da esse, scalzandole ed in parte asportandole. La rottura poi di una serra di consolidamento esistente nel corso medio, causò nuove dilamazioni ai fianchi aumentando il danneggiamento dei lavori sottostanti..";
- 1966: il Rio Lazer sconvolse la *Piana di San Giacomo*, compresa tra gli abitati di Siror e Tonadico, a causa del sovralluvionamento provocato da una colata detritica innescatasi, presumibilmente, ad una quota compresa tra 850,00 e 900,00 m s.l.m. Alle ore 15.00 circa del 4/11/1966, con una durata complessiva dell'evento inferiore a 30 minuti (testimonianza diretta del Sig. Longo Bruno), la colata percorreva il breve tratto di collettore fino all'apice del conoide da dove, a causa sia della insufficienza della sezione di deflusso che del brusco calo di pendenza, fuoriusciva sovralluvionando con acqua, fango e detrito gran parte del conoide stesso. Il deposito solido complessivo è stato stimato in circa 56.000,00 m^3, con spessori variabili tra qualche centimetro fino a circa 4,00 metri nella parte alta del conoide. In figura 2.10 sono state ricostruite le aree di deposito e gli spessori sulla base di rilievi di campo (per lo più desunti da foto sui muri delle case) e mediante foto-interpretazione delle immagini storiche dell'evento reperite, con particolare riferimento alla fotografia aerea dell'area sovralluvionata fornita per gentile concessione dal Sig. Longo Bruno (figura 2.11).

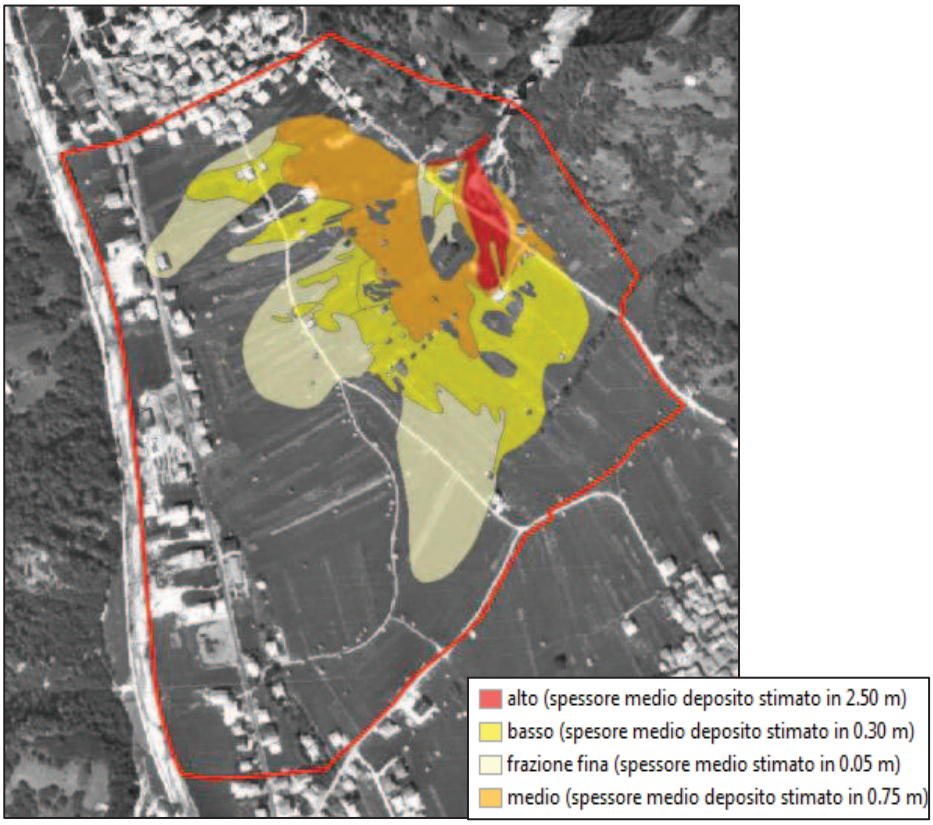


Fig. 2.10: carta delle aree e degli spessori dei depositi dell'evento di colata detritica occorso il 04/11/1966 sul conoide del Rio Lazer montata su base ortofoto 1973 (per gentile concessione del Dott. for Filippi Gilli).



Fig. 2.11: fotografia aerea del conoide del Rio Lazer dopo l'evento di colata detritica del novembre 1966.

- 1994: l'evento alluvionale ha portato alla riattivazione di alcuni fenomeni franosi posti nel settore mediano del bacino. In particolare si cita quello di rimpetto al fabbricato posto a quota 1.143,00 m s.l.m., quelli posti tra le quota 1.115,00 e 1.122,00 m s.l.m. e tra le quote 1.030,00 e 1.060,00 m s.l.m., quelli alle quote 1.090,00 e 1.050,00 m s.l.m. ed il grande scoscendimento a quota 950,00 m s.l.m. Fenomeni erosivi di fondo si segnalano lungo tutto il settore compreso tra le quote 1.050,00 e 1.150,00 m s.l.m. Il materiale derivato dallo smottamento delle sponde e dall'erosione del letto è stato completamente assorbito dalle sistemazioni idraulico-forestali precedentemente realizzate.

3. INQUADRAMENTO CASO STUDIO DI CANCIA (BL)

Nel presente capitolo dopo un breve inquadramento territoriale dell'area oggetto di studio verrà fornita una descrizione di dettaglio della parte alta del bacino del canale di Ravina di Cancìa concludendo quindi con l'analisi dell'evento di colata detritica occorso il 18 luglio 2009 durante il quale persero la vita due persone.

3.1 Inquadramento territoriale

L'area oggetto di studio, definita genericamente come *Ravina di Cancìa*, è situata sulle propaggini sud-occidentali del *monte Antelao.* A nord-ovest l'area è delimitata dalla cresta che, scendendo dalla cima dell'*Antelao*, porta alla *cima Salvella* mentre, a sud corre la dorsale della *Crepa Rossa* che separa l'area del *Bus del Diau* dalla grande Caldera o ghiaione pensile del *Rudan*. L'area di Cancìa si trova in comune di Borca di Cadore (BL).

Nel dettaglio, l'area di Cancìa appare idrologicamente così suddivisa (figura 3.1):

- a nord, dalla *forcella Salvella*, dove un'ampia zona detritica tra rocce e sfasciumi alimenta i numerosissimi solchi dall'aspetto calanchiforme, inizia il canale di Ravina di Cancìa che prende consistenza ad una quota di circa 2.050,00 m s.l.m. fino a raggiungere a quota 1.344,00 m s.l.m. la piazza di deposito alta dove confluisce il canale proveniente dall'area del *Bus del Diau*;
- a sud, da quota di circa 2.250,00 m s.l.m. inizia un canale proveniente dall'area del *Bus del Diau* che scende per la *Busa della Ciaudiera* e confluisce nel canale di Ravina di Cancìa alla piazza di deposito alta (1.344,00 m s.l.m.);
- dalla piazza di deposito alta (1.344,00 m s.l.m.) il canale scende tra la *Riva dei Pissognes* a destra e la *Riva della Colada* a sinistra (oltre cui si sviluppa il villaggio vacanze ENI) per finire nella piazza di deposito bassa (circa 1.000,00 m s.l.m.) poco a monte dell'abitato di Cancìa.

Attualmente nell'area di Ravina di Cancìa sono presenti varie opere di sistemazione idraulico-forestale, tra cui: la piazza di deposito alta, collocata a quota di circa 1.344,00 m s.l.m. proprio alla confluenza dei canali provenienti da *forcella Salvella* e dall'area del *Bus del Diau*; la piazza di deposito bassa a quota di circa 1.000,00 m s.l.m. che chiude il canale

a ridosso dell'abitato di Cancìa (attualmente è in fase di discussione l'ipotesi di un completamento del canale di Cancìa verso il torrente Boite con un raccordo che potrebbe essere posizionato tra le quote di 1.000,00 e 1.200,00 m s.l.m.); una serie di briglie in gabbioni ubicate nel tratto di canale compreso tra le due piazze di deposito (attualmente 6 briglie visibili), in alcuni casi integre e in altri parzialmente distrutte; alcuni muri di sponda in gabbioni, in parte danneggiati, nelle zone a monte e a valle dell'unico ponte che attraversa il canale a quota di circa 1.075,00 m s.l.m. Si fa presente inoltre che il bacino del Rio Ravina di Cancìa è provvisto di un sistema di centraline e sensori meteo e di allertamento collocati lungo l'asta principale su cui si verificano le colate detritiche.

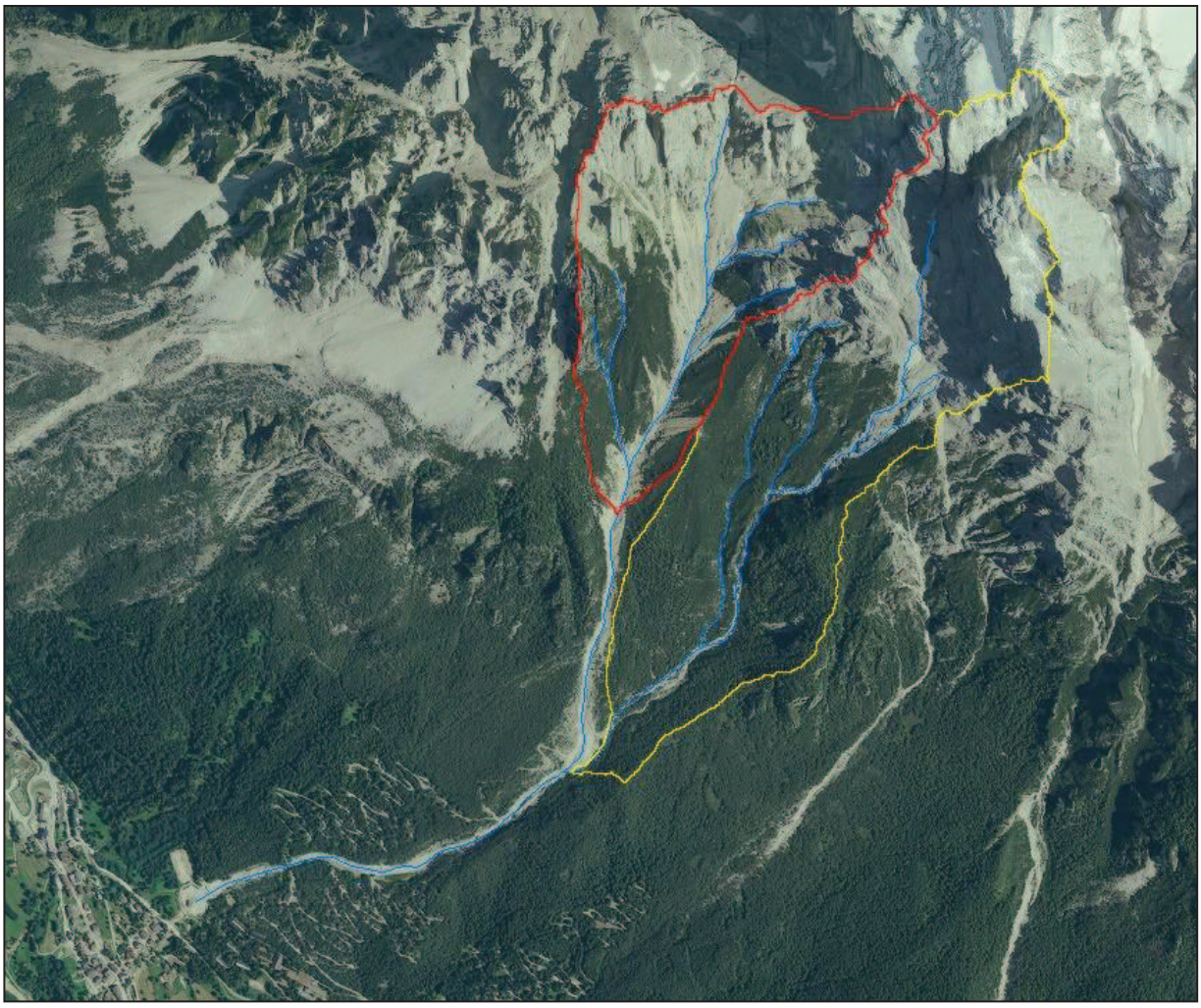


Fig. 3.1: l'area di studio di *Ravina di Cancìa* con individuati i due principali sottobacini idrologici di produzione: il bacino proveniente da *forcella Salvella* e chiuso nella zona di innesco delle colate detritiche (displuviale rossa) e il bacino del *Bus del Diau* (displuviale gialla). Sono ben visibili le due piazze di deposito: la prima, la più alta, nella zona di confluenza tra i due principali collettori, la seconda (piazza di deposito bassa) subito a monte dell'abitato di Cancìa. Ortofoto 2008, Regione Veneto.

3.2 Il canale di Ravina di Cancìa tra le quote 2500,00 e 1344,00 m s.l.m.

Il canale di Ravina di Cancìa, come si osserva in figura 3.2, si origina poco a valle della *forcella Salvella* (2.500,00 m s.l.m.) e scende pressappoco in modo rettilineo ed inclinato a sinistra rispetto alla normale al torrente Boite (fondo valle). Alla quota di circa 1.600,00 m s.l.m. curva leggermente puntando dritto sulla piazza di deposito alta (quota 1.344,00 m s.l.m.). Dalla piazza di deposito alta cambia direzione, sviluppandosi verso il fondovalle normalmente al torrente Boite ed ad una quota di circa 1.300,00 m s.l.m. si ha la confluenza con il canale proveniente dall'area del *Bus del Diau*. A valle della confluenza prosegue dritto, quindi curva in destra idrografica per poi svilupparsi in modo rettilineo verso valle terminando in corrispondenza della vasca di deposito provvisoria in cui era situato l'edificio Minoter poi abbattuto.

In figura 3.1 sono delimitati i bacini idrologici di produzione corrispondenti sia alla zona di formazione delle colate detritiche (displuviale rossa) sia alla confluenza nel canale di Ravina di Cancìa del rio proveniente dall'area del *Bus del Diau*. Quest'ultimo provvede un significativo apporto liquido alle colate provenienti dal bacino di *forcella Salvella*. In figura 3.2 sono indicate la *forcella Salvella*, la zona di innesco delle colate detritiche in corrispondenza della vecchia stazione di monitoraggio e della stazione n. 2 del sistema di allarme (quota 1.666,00 m s.l.m.) e la piazza di deposito alta (quota 1.344,00 m. s.l.m.). Si osserva inoltre, in basso, la vasca finale che chiude il canalone di Ravina di Cancìa a quota di circa 1.000,00 m s.l.m. Nella tabella 3.1 si riportano i principali parametri morfometrici dei bacini estratti per l'area studio di Cancìa.

Per ciò che concerne l'elaborazione morfologica si riporta solamente la mappa della curvatura totale della superficie del bacino idrologico proveniente dalla *forcella Salvella*, fondamentale poiché influenza il tasso complessivo del deflusso idrico superficiale (figura 3.3). La curvatura totale della superficie si ottiene sommando la curvatura planare (perpendicolare alla direzione della massima pendenza) con quella del profilo (parallela alla direzione della massima pendenza). La curvatura del profilo influisce sull'accelerazione e decelerazione del deflusso e, quindi, influenza l'erosione e la deposizione di sedimento. La curvatura planare agisce invece sulla convergenza e sulla divergenza del deflusso idrico superficiale. Considerare congiuntamente le due curvature

consente di osservare il fenomeno nel suo complesso: la curvatura può essere positiva (superficie convessa) in presenza di dossi, rilevati, creste, oppure negativa (superficie concava) con avvallamenti o impluvi.



Fig. 3.2: il bacino di Ravina di Cancia e l'abitato di Borca di Cadore da volo d'elicottero (2013).

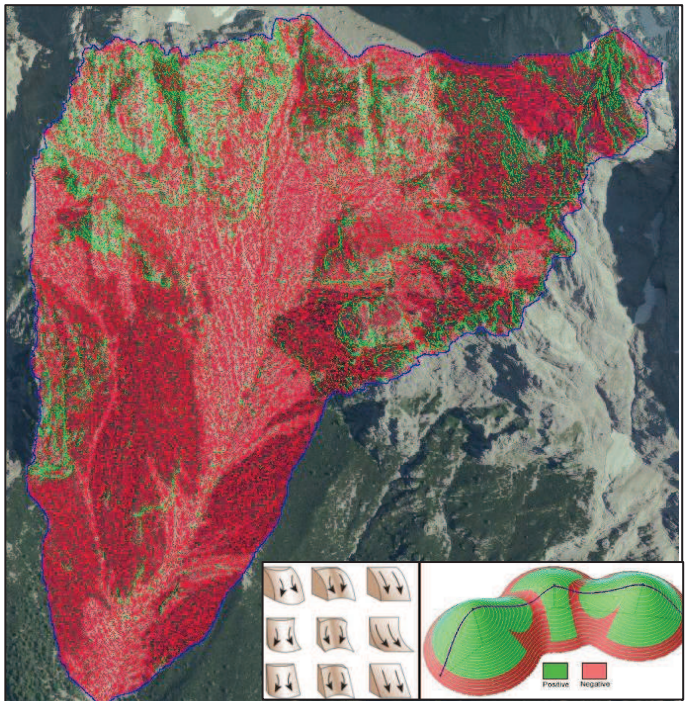


Fig. 3.3: mappa della curvatura totale del bacino idrologico di Salvella chiuso alla sezione di innesco delle colate detritiche su base ortofoto 2008. In rosso le zone concave, in verde le aree convesse.

Parametro morfometrico	**"Bacino idrologico Salvella"**	**"Confluenza *Bus del Diau*"**
Area del bacino *(S)*	0,65 Km²	0,99 Km²
Perimetro del bacino *(P)*	5,19 Km	7,62 Km
Lunghezza media del bacino *(L)*	2,33 Km	4,54 Km
Quota massima *(Hm)*	3.066,50 m s.l.m.	3.264,60 m s.l.m.
Quota minima *(Ho)*	1.662,10 m s.l.m.	1.327,80 m s.l.m.
Energia del rilievo *(E)*	1.404,40 m	1.936,80 m
Quota media del bacino *(Qm)*	2.213,60 m s.l.m.	2.099,70 m s.l.m.
Altezza media del bacino *(H media)*	551,50 m	771,90 m
Pendenza media del bacino *(S media)*	138,80%	142,80%
Fattore di forma *(F)*	2,57	4,06
Rapporto di circolarità *(Rc)*	0,12	0,04
Lunghezza del collettore principale *(Lc)*	1,15 Km	1,68 Km
Lunghezza complessiva delle aste *(Lu)*	3,01 Km	4,20 Km
Gradiente medio di pendio *(Ia)* dell'asta principale	0,63 m/m (~32°)	0,53 m/m (~28°)
Densità di drenaggio *(Dd)*	4,61 Km/ Km²	4,25 Km/Km²
Stadio di evoluzione geomorfologica *(Se)*	Bacino maturo	Bacino giovane
Indice di boscosità *(IB)*	0,22	0,50

Tab. 3.1: parametri morfometrici principali dei bacini idrologici estratti per l'area studio di Cancìa.

Si presenta ora in dettaglio il canalone di Ravina di Cancìa a partire dalla *forcella Salvella*.

Al piede di *forcella Salvella* (2.557,00 m s.l.m.) è presente un versante ghiaioso sostenuto all'estremità inferiore da una propaggine di una parete rocciosa in sinistra orografica. Al piede di quest'ultima si origina il canale di Ravina di Cancìa. In questo tratto colluviale di testata, il canale risulta ingombro di massi dalle dimensioni ciclopiche (la cui posizione è rimasta invariata dal 2004) che danno luogo ad una tipica morfologia a gradini in roccia (figura 3.4) e presenta sponde in erosione ed incise da canali secondari aventi

direzione di deflusso normale al canale principale. Le sponde in erosione provvedono un'adeguata alimentazione solida, tuttavia la presenza di massi erratici disposti caoticamente impedisce alla colata di erodere grandi quantitativi di sedimento. Inoltre, i massi stessi operano un'importante azione di disturbo alla propagazione dei flussi massivi. Difatti, essi funzionano sia da restringimenti naturali a valle dei quali, a causa del rallentamento della corrente per brusco allargamento della sezione di deflusso, si ha deposito di materiale solido (figura 3.4b), sia da step a valle dei quali, a causa della netta riduzione di pendenza, si ha deposito del materiale mobilizzato dal deflusso liquido superficiale.

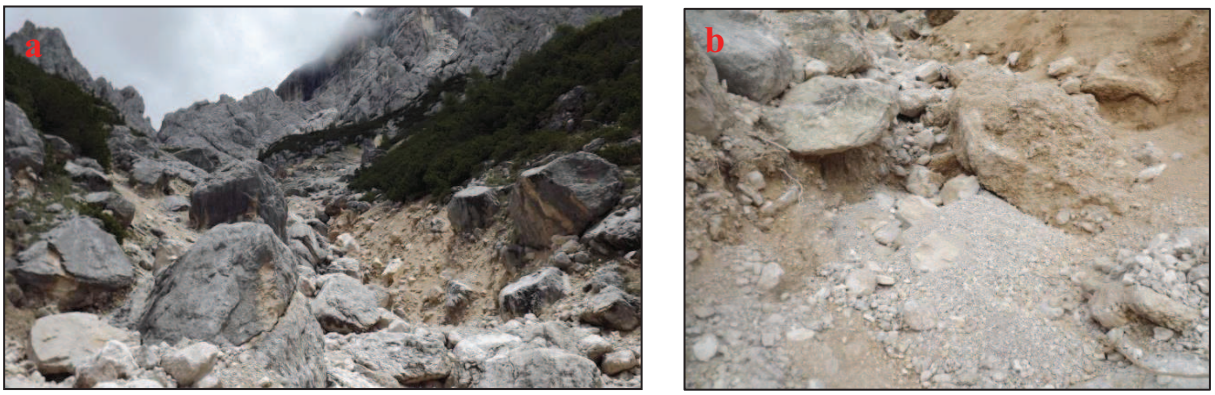


Fig. 3.4: particolare di massi ciclopici presenti nel tratto colluviale di testata del canale di Ravina di Cancìa. *(a)* particolare della disposizione caotica dei massi erratici ivi presenti (foto: Gregoretti Carlo, 13/06/2012); *(b)* particolare dei depositi di materiale detritico presente a valle dei restringimenti naturale creati dal massi (foto: Gregoretti Carlo,14/11/2013).

Alla quota di 1.666,00 m s.l.m. è presente un masso ciclopico all'interno dell'alveo, all'altezza del quale è stata installata la stazione n. 2 del sistema di allarme del bacino di Ravina di Cancìa (figura 3.5). Dall'analisi della documentazione fotografica disponibile (periodo di riferimento 2004/2013) si osserva che a monte del masso ciclopico non è avvenuta una variazione sostanziale della morfologia del canale nonostante le colate detritiche del 18/07/2009, del 27/07/2013 e del 19/08/2013. Ciò significa che, nella parte a monte di quota 1.663,00 m s.l.m., non si sviluppano fenomeni di colata detritica significativi, ovvero con trasporto consistente di materiale solido, per l'assenza di evidenti fenomeni di aratura del fondo alveo. Si aggiunge inoltre che la presenza di questo masso ciclopico ha un'evidente azione di trattenuta del materiale solido impedendo a tutti gli effetti la genesi di colate detritiche dalla elevata magnitudo.



Fig. 3.5: particolare della stazione n. 2 del sistema di allarme posizionata in corrispondenza del masso erratico presente all'interno dell'alveo del canale di Ravina di Cancìa (foto: Gregoretti Carlo, 14/11/2013).

Alla quota di 1.663,00 m s.l.m., in corrispondenza della stazione n. 2 del sistema di allarme e della vecchia stazione di monitoraggio, il canale di Ravina di Cancìa si allarga. Le immagini in figura 3.6 e 3.7 mostrano l'alveo del canale visto da monte (in sponda destra idrografica) immediatamente a valle del masso ciclopico, rispettivamente prima e dopo la genesi di una colata detritica.

Dall'analisi delle figure 3.6 e 3.7 si evince la presenza di forti escavazioni dovute alla genesi di flussi massivi seguite da processi di ricarica consistenti. Ciò comporta un'evidente e continuo cambiamento nella morfologia del canale. In particolare, durante la fase di ricarica la sezione di deflusso si allarga (per innalzamento del fondo alveo) ed assume una tipica geometria ad U con fondo piatto, mentre dopo la genesi di un flusso massivo la sezione di deflusso si restringe (a causa delle forti escavazioni) ed assume una tipica geometria a V.



Fig. 3.6: vista da monte del canale di Ravina di Cancia a valle della quota di 1.663,00 m s.l.m. Evidente la ricarica di sedimento presente all'interno dell'alveo pronta ad essere mobilitata verso valle (foto: Pimazzoni Alessandro, 23/07/2009). In rosso la geometria della sezione di deflusso.



Fig. 3.7: vista da monte del canale di Ravina di Cancia a valle della quota di 1.663,00 m s.l.m. Evidente la forte escavazione dovuta alla genesi di una colata detritica con conseguente cambiamento della morfologia del canale (foto: Gregoretti Carlo, 26/07/2012). In rosso la geometria della sezione di deflusso.

I massi presenti in alveo lungo questo tratto di canale non vengono tuttavia mobilizzati dai flussi detritici e, dopo ogni colata, vengono progressivamente ricoperti dal materiale solido che frana dalle sponde. Queste ultime, lungo il tratto di innesco della colata detritica di Cancìa, rappresentano infatti delle aree sorgenti di detrito, cioè aree che possono contribuire all'alimentazione solida del collettore mediante sedimento non consolidato e quindi facilmente removibile nelle fasi di generazione di una colata andando, perciò, a crearne le condizioni ideali di innesco. Trattasi nel dettaglio di superfici contigue al collettore (alto grado di connessione), ove si osservano fenomeni di dissesto quali erosione s.s., instabilità e frane spondali, che producono col tempo depositi in alveo e cordoni detritici all'interno del collettore stesso. Il processo di alimentazione e ricarica delle aree di innesco può essere più o meno veloce ed è legato anche a tutti quegli eventi pluviometrici non in grado di innescare una colata detritica ma tuttavia sufficienti ad attivare piccoli fenomeni di instabilità.

Alla quota di 1.517,00 m s.l.m. è presente una soglia naturale in roccia costituita da due massi ciclopici portati alla luce durante l'evento del 7 Agosto 1996 per asporto del materiale detritico che li ricopriva ed incisione verticale del canale nel tratto immediatamente a valle (figura 3.8). Si segnala inoltre che, durante la colata detritica del 18 luglio 2009 è iniziato un processo di aggiramento della soglia in sinistra idraulica. Nella figura 3.8 viene indicato in rosso l'allargamento del canale in sinistra idraulica e la direzione di discesa del flusso nel tratto sottostante. L'aggiramento della soglia in roccia comporta il progressivo arretramento della sponda sinistra e può inoltre indurre lo scalzamento, per erosione al piede, dei massi ciclopici costituenti la soglia stessa. In caso di scalzamento i volumi di sedimento mobilitati e trasportati a valle potrebbero essere superiori a 50.000,00 m^3 perché ai volumi mobilitati nel tratto tra la stazione n. 2 e la soglia in roccia occorre aggiungere tutto il materiale detritico che è sostenuto dalla soglia stessa e che i deflussi superficiali sono in grado di movimentare. La piazza di deposito alta non risulta in grado di contenere 50.000,00 m^3 di materiale che per forza di cosa fluiterebbero verso valle e gli apporti liquidi, dopo la confluenza col rio proveniente dall'area del *Bus del Diau*, aumenterebbero la capacità erosiva della colata con conseguente accentuazione del fenomeno di aratura del fondo alveo ed aumento del materiale solido trasportato.



Fig. 3.8: vista da valle della soglia in roccia naturale presente lungo la zona di innesco della colata detritica di Cancìa. Evidente la forte escavazione del tratto di valle col rischio che i massi costituenti la soglia vengano scalzati. In rosso viene inoltre evidenziato l'allargamento del canale in sinistra idraulica e la direzione di aggiramento del flusso.

Concludendo, le colate di detrito di media ed elevata magnitudo nell'area di Cancìa si originano per mobilizzazione da parte del deflusso superficiale del materiale detritico presente sul fondo alveo nel tratto, lungo 300,00 m circa, che va da valle del masso ciclopico di quota 1.666,00 m s.l.m. fino alla soglia naturale in roccia di quota 1.517,00 m s.l.m. In questo tratto di canale, che termina più in basso a quota di circa 1.344,00 m s.l.m. in corrispondenza dell'arrivo sulla piazza di deposito alta, l'erosione del sedimento è molto forte e può raggiungere volumetrie variabili tra 20-30.0000,00 m^3. A monte di questo tratto non sembrano invece formarsi colate detritiche di entità significativa data l'assenza di fenomeni erosivi e di scavo tipici del passaggio di flussi massivi; tuttavia, considerato il materiale sciolto presente in alveo e sulle sponde, è possibile che la corrente idrica diventi iperconcentrata e dia luogo ad una corrente solido-liquida di modesta magnitudo.

3.3 Descrizione sintetica dell'evento del 18/07/2009: pluviometria, idrologia, testimonianze e rilievi post-evento

Si descrive inizialmente l'evento del 18/07/2009 dal punto di vista pluviometrico ed idrologico. Nella figura 3.9 è riportato lo ietogramma della precipitazione registrata dal pluviometro di Ravina Bassa di Cancìa che si trova tra la stazione numero 3 del nuovo sistema d'allarme (1.517,00 m s.l.m.) e la piazza di deposito alta (1.344,00 m s.l.m.). Si osservano chiaramente due scrosci con due picchi di precipitazione: il primo pari a 11,60 mm/5 min è associato alle ore 2:55 mentre il secondo di 6,40 mm/5 min è associato alle ore 3:35. Gli orari sono in ora legale o locale. Confrontando l'intensità media di precipitazione dei due scrosci con il valore di intensità soglia fornito dalla relazione 3.1 proposta da *Gregoretti & Dalla Fontana (2007)*, valida nel caso di colate innescate da scrosci che portano alla mobilizzazione del materiale detritico presente in alveo nei tratti di testata dei bacini dolomitici, si nota che il primo scroscio temporalesco ha associata un'intensità media ben superiore al valore critico pari a 8,86 mm/5 min. Il secondo scroscio, se considerato singolarmente presenta invece un valore inferiore alla soglia critica. Tuttavia, se si considera anche la precipitazione registrata nei 5 minuti precedenti (pari a 4,00 mm/5 min) si ottiene un'intensità media (pari a 10,40 mm/10 min) superiore al valore critico uguale a 9,37 mm/10 min.

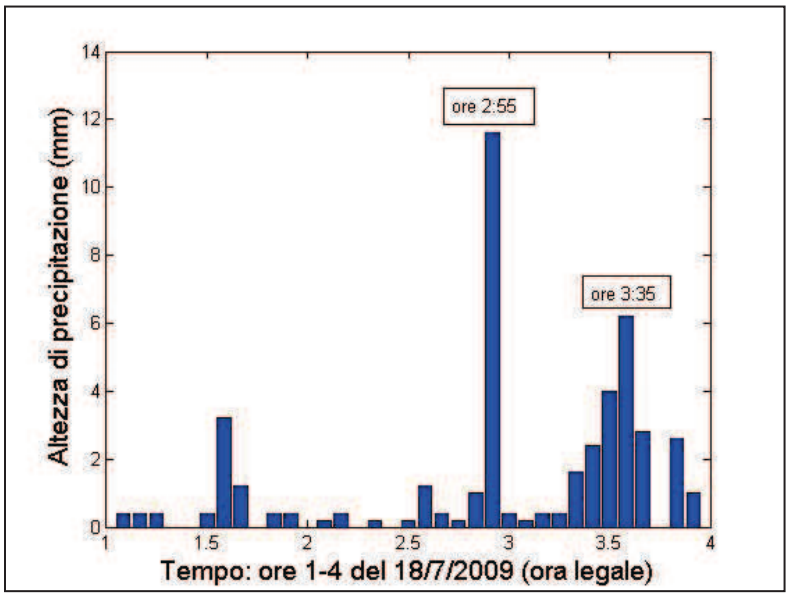


Fig. 3.9: ietogramma delle precipitazioni registrate alla stazione di Ravina Bassa di Cancia dalle ore una alle ore quattro del 18/07/2009 (ora legale o locale).

$$I_M = 21 \cdot D^{-0.55} \qquad \textit{(Eq. 3.1)}$$

dove

I_M è l'intensità soglia per l'innesco di colate detritiche in alveo (mm/h);

D è la durata assunta a riferimento (ore).

La modellazione idrologica[1] dell'evento meteorico del 18/07/2009 ha permesso di ottenere gli idrogrammi di deflusso superficiale corrispondenti sia alla sezione di innesco della colata (quota 1.666,00 m s.l.m.) che all'area del *Bus del Diau* immediatamente a monte della confluenza col canale di Ravina di Cancìa (figura 3.10 e 3.11). Il picco di figura 3.10 corrisponde alle ore 3:40 mente quello di figura 3.11 alle ore 3:45.

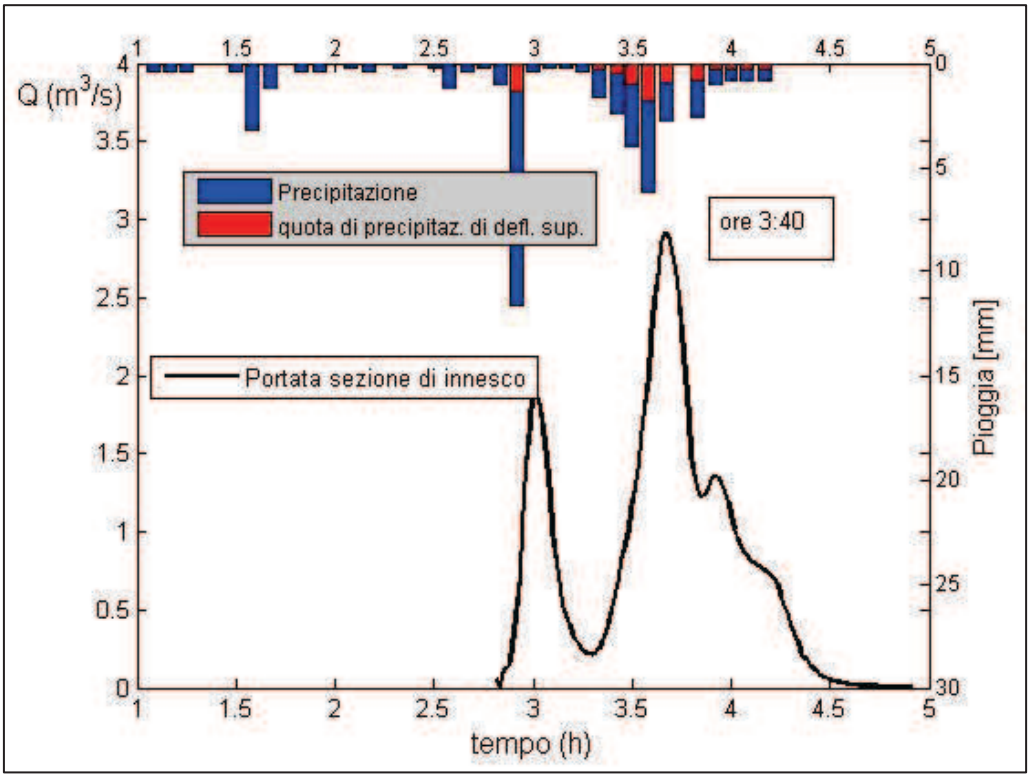


Fig. 3.10: idrogramma dei deflussi superficiali relativo alla sezione di innesco della colata (1.666,00 m s.l.m.). In blu lo ietogramma relativo alla precipitazione registrata dal pluviometro di Ravina Bassa di Cancìa, in rosso la quota parte contribuente (o Pioggia Efficace).

[1] Eseguita mediante il modello cinematico distribuito basato sul metodo del Curve Number noto con l'acronimo K.R.E.R.M. *(Kinematic Routing of Excess Rainfall Model; Gregoretti & Dalla Fontana, 2008)*

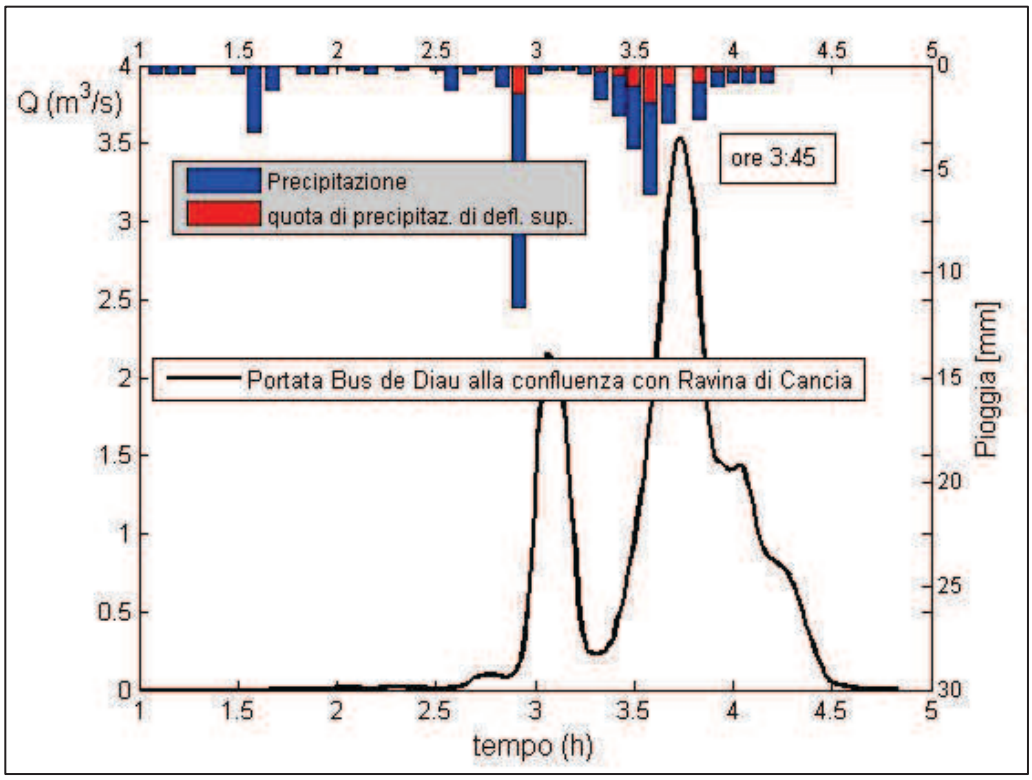


Fig. 3.11: idrogramma dei deflussi superficiali relativo al bacino del *Bus del Diau* chiuso alla confluenza con il canale di Ravina di Cancìa.. In blu lo ietogramma relativo alla precipitazione registrata dal pluviometro di Ravina Bassa di Cancìa, in rosso la quota parte contribuente (o Pioggia Efficace).

Osservando i deflussi superficiali in corrispondenza della sezione di innesco (figura 3.10), si nota un primo picco di portata liquida (Q = 1,90 m^3/s) alle ore 3:05 seguito quindi da un secondo picco (Q = 2,91 m^3/s) alle ore 3:40. Da ciò si evince che il primo picco ha mobilitato quantitativi non elevati di sedimento perché di breve durata, mentre il secondo picco è risultato più consistente ed è durato abbastanza a lungo da dar luogo al processo di erosione che ha permesso di mobilitare un volume cospicuo di sedimenti.

Le testimonianze sono quelle del sig. Zanetti, abitante in via Venezia, a valle della vasca terminale del canale Ravina di Cancìa. Questi alle ore 3:00 del 18/07/2009 è stato svegliato da un primo forte temporale, che coincide quindi con il primo picco di precipitazione di 11,60 mm/5 min. Dopo essersi alzato ed essere uscito per controllare la vasca di deposito bassa è ritornato a letto ed ha quindi avvertito un altro forte temporale che è iniziato verso le 3:15-3:20 che corrisponde al secondo scroscio con il picco di 6,40 mm/5 min alle 3:35. Si è quindi alzato, vestito e con l'automobile è andato sul ponte di via Metanopoli a monte del primo sbarramento, da dove ha appurato che quest'ultimo era

sormontato e la vasca a valle quasi colma. Il sig. Zanetti ha quindi chiamato la moglie per avvisarla ed è tornato a casa mentre nel frattempo alle ore 3:58 la moglie chiamava la suocera con il cellulare per avvisarla del pericolo. Tornato a casa la moglie ha caricato i figli ed altri familiari in macchina e si è allontanata, mentre il sig. Zanetti rimaneva sul posto per avvisare gli altri familiari. All'improvviso si è verificato il cedimento di due gabbioni del coronamento della vasca di deposito bassa e un'onda di acqua e fango si è abbattuta sulla sua casa provocando la morte della madre e del fratello (figura 3.12). Tenendo conto che alle ore 3:58 prima del suo ritorno a casa la moglie aveva chiamato la suocera si può stimare che alle 3:55 la colata era arrivata alla vasca e che il cedimento del gabbione di coronamento della stessa non deve essere avvenuto prima delle 4:05.

Le opere di difesa dell'abitato di Cancìa all'epoca consistevano in uno sbarramento con sommità a quota 1.018,00 m s.l.m. costituito da un muro in gabbioni e a valle da una vasca delimitata da una gabbionata la cui sommità sul lato di valle è ad una quota di 1.005,00 m s.l.m. Le foto post-evento (figura 3.13) indicano che lo sbarramento di monte è stato sfondato in sinistra idraulica e sormontato in destra idraulica.



Fig. 3.12: l'abitazione della famiglia Zanetti dopo l'evento calamitoso della notte del 18/07/2009. Evidente il livello raggiunto dal tirante subito a valle della vasca di deposito bassa all'apice del conoide.



Fig. 3.13: ripresa area post-evento dello sbarramento di monte. Evidente l'esondazione in sponda destra e la breccia aperta nella parte in sinistra idrografica.

Subito dopo l'evento (il giorno 21/07/2009) lo Studio Galli ha eseguito i rilievi topografici del canale di Ravina di Cancìa da monte della piazza di deposito alta fino alla vasca di valle e tramite confronto con i rilievi topografici eseguiti dallo stesso nel 2003 ha potuto stimare i volumi di sedimento depositati ed erosi durante la colata del 18/07/2009 (tabella 3.2). Purtroppo i rilievi topografici sono stati eseguiti con riferimento locale e non assoluto per cui non risulta possibile alcuna operazione di georeferenziazione. A questo si aggiunge che gli errori associati alla misura topografica, poiché non post-processata, potrebbero essere superiori al metro sia altimetricamente che planimetricamente per cui le stime degli spessori di deposito e delle profondità di erosione sono affette da un errore non trascurabile. Per la verifica dei dati topografici acquisiti dallo Studio Galli sono state utilizzate le misure GPS effettuate nell'agosto 2012 dal Dipartimento TeSAF dell'Università di Padova con strumentazione a doppia frequenza e doppia costellazione con correzione in tempo reale (RTK) delle coordinate dei punti acquisiti sulle briglie e sui muri di sponda in gabbioni presenti lungo il canale. Tale procedura ha consentito di confrontare le quote delle strutture e delle sezioni d'alveo rilevate in corrispondenza delle

opere idrauliche con le rispettive estrapolate dagli elaborati dello Studio Galli evidenziando incongruenze plano-altimetriche, plausibili sulle sezioni trasversali dell'alveo che è stato soggetto nel frattempo ad altri piccoli eventi, ma non accettabili in corrispondenza delle opere in gabbioni, che dall'evento del 2009 al momento del rilievo nel 2012 non hanno subito alcuna modifica spaziale. Alla luce di quanto appena scritto, i rilievi dello Studio Galli sono stati utilizzati solo per avere stime indicative circa i volumi di sedimento erosi e depositati a livello d'insieme e non puntuali, per poterli confrontare con il risultato delle modellazioni numeriche effettuate (vedi capitolo 9)

Dai rilievi effettuati dallo Studio Galli emerge che il totale per il volume di deposito sull'intero canale è 54.514,00 m^3, mentre il totale per il volume di erosione è 22.900,00 m^3, per cui si ha un volume di sedimenti entrante, e quindi un deposito netto, di 31.614,00 m^3. Considerando solo il primo ed il secondo tratto (tabella 3.2) si ha un volume di deposito pari a 36.729,00 m^3 ed un volume di erosione pari a 19.845,00 m^3, per cui si ha un volume di sedimento entrante o parimenti di deposito netto pari a 16.975,00 m^3. Tale valore è stato utilizzato nel modello numerico d'innesco per ricavare l'idrogramma solido-liquido della colata detritica di Cancìa del 18/07/2009 (vedi capitolo 7).

Tratto di riferimento	**Volume deposito (m^3)**	**Volume erosione (m^3)**
Dalla vasca di deposito bassa fino a 75 m a monte dello sbarramento **(I° TRATTO)**	25.947,00	972,00
Da 75 m a monte dello sbarramento fino alla piazza di deposito alta **(II° TRATTO)**	11.232,00	18.783,00
Piazza di deposito alta e tratto di canale a monte della stessa **(III° TRATTO)**	17.784,00	3.144,00

Tab. 3.2: valori dei volumi di sedimento erosi e depositati secondo lo Studio Galli.

4. PREPARAZIONE DEL *D.T.M.* DEL CONOIDE DI FIAMES

Nel presente capitolo dopo una breve introduzione alla geostatistica ambientale vengono descritte le procedure adottate per la realizzazione del *Digital Terrain Model (D.T.M.)* del conoide di Fiames rappresentante il dominio di calcolo dei modelli numerici utilizzati.

4.1 Cenni propedeutici di geostatistica ambientale univariata

4.1.1 Cos'è la geostatistica ambientale

La geostatistica ambientale è costituita da un insieme di tecniche probabilistiche per l'analisi della distribuzione spaziale di una caratteristica in un'area geografica di interesse. La geostatistica, insieme all'Analisi delle immagini ed ai Processi di punto, appartiene ad una branca più ampia della Statistica classica, denominata *Statistica dei dati spaziali.* Queste tre aree della Statistica dei dati spaziali consentono di trattare differenti tipologie di osservazioni territoriali. Nello specifico, mediante l'Analisi delle immagini è possibile esaminare la distribuzione spaziale di un fenomeno utilizzando l'informazione derivante da illustrazioni relative all'area oggetto di indagine, mentre nei Processi di punto vengono esaminati quei fenomeni che si manifestano in maniera puntuale nell'ambito di uno spazio o di un'area geografica (si pensi ad esempio allo studio della disposizione degli alberi in un popolamento forestale). La geostatistica ambientale trova applicazione invece in tutti quei settori in cui la *continuità spaziale* dei fenomeni è un elemento determinante, come ad esempio in Ingegneria mineraria, in Idrologia, in Geologia, nelle Scienze forestali ed ambientali. Più nel dettaglio, è possibile utilizzare gli strumenti geostatistici per analizzare i cosiddetti *dati a struttura spaziale* ossia le misurazioni di una o più caratteristiche rilevate in corrispondenza di alcune localizzazioni di uno spazio o di un'area geografica (dominio di campionamento). Le caratteristiche fondamentali dei dati a struttura spaziale sono le seguenti:

- la *non ripetitività*, poiché in ogni localizzazione campionata è possibile disporre soltanto di una osservazione (trascurando il fattore tempo e dunque le serie temporali di dati);

- la *dipendenza spaziale*, poiché in genere i valori che una caratteristica assume in corrispondenza di diverse localizzazioni sono spazialmente dipendenti, ovvero localizzazioni molto vicine sono, solitamente, caratterizzate da valori molto simili rispetto ai valori osservati in localizzazioni più distanti (legge fondamentale della geografia; *Tobler, 1970*).

Per quanto concerne gli obiettivi dell'analisi geostatistica di dati spaziali è utile distinguere gli obiettivi *previsivi (o inferenziali)* da quelli di *simulazione.* Nel primo caso, l'informazione derivante dai valori osservati in alcuni punti del dominio di campionamento viene utilizzata per stimare la variabile in esame in localizzazioni non campionate. Gli obiettivi di previsione vengono perseguiti pertanto ricorrendo a tecniche di *interpolazione stocastica*. In particolare, tra i metodi di stima lineare[1] proposti in geostatistica il *Kriging* è ritenuto il "migliore". Nell'ambito degli obiettivi di simulazione, gli strumenti della geostatistica consentono invece di realizzare diverse mappe, alternative ed equiprobabili, del fenomeno sul dominio oggetto di indagine. Tali obiettivi vengono perseguiti ricorrendo a tecniche di *simulazione stocastica.* Da notare che a differenza delle tecniche di interpolazione stocastica, per eseguire una procedura di simulazione non è indispensabile disporre di valori osservati in alcune localizzazioni campionate.

In alcune situazioni, i fenomeni da esaminare sono la risultante di processi chimico-fisici noti, per cui è possibile individuare un *modello deterministico* più o meno complesso da un punto di vista funzionale, che sia idoneo a descrivere la distribuzione spaziale dei fenomeni stessi. Tuttavia, la maggior parte dei fenomeni naturali è caratterizzata dalla complessa interazione di numerosi fattori, alcuni dei quali incontrollabili e non identificabili distintamente. In tali casi è ragionevole far ricorso ai *modelli stocastici*, i quali sono in grado di fornire un'adeguata rappresentazione probabilistica del fenomeno stesso, della sua possibile evoluzione spaziale e dell'incertezza che lo caratterizza (utilizzando unicamente l'informazione contenuta nei dati campionati disponibili). In un

[1] Detta Z(u) una variabile aleatoria in una prefissata localizzazione $u \in D$ non campionata, si definisce stimatore lineare di Z(u) una qualsiasi combinazione lineare $\hat{Z}(u)$ delle variabili aleatorie $Z(u_i)$ con coefficienti reali λ_i ($i = 1, 2, \ldots, n$) come riportato di seguito:

$$\hat{Z} = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i(u) Z(u_i)$$

In particolare, i coefficienti λ_i ($i = 1, 2, \ldots, n$) rappresentano i pesi da attribuire ai dati campionari allo scopo di fornire una valutazione appropriata della variabile Z(u) in corrispondenza della localizzazione spaziale *u* non campionata. In questo senso, si giustifica la loro dipendenza dal punto *u* considerato.

modello probabilistico i dati disponibili sono visti come il risultato di alcuni processi casuali; tuttavia questo non significa che essi siano realmente casuali, dipende solo dalla nostra "ignoranza" relativa ai processi in gioco. In altri termini, sebbene i dati campionati trattati non siano il risultato di processi casuali, un tale concetto può risultare utile nei problemi di stima di valori sconosciuti.

4.1.2 Variabili Regionalizzate (VR) e Funzioni Aleatorie (FA)

La modellizzazione delle variabili spaziali non può prescindere dalla loro particolare natura descritta da due aspetti tra loro complementari:

- un aspetto strutturale, che riflette le caratteristiche globali (regionali) del fenomeno in esame (componente "fisica" o deterministica del processo);
- un aspetto casuale, che rispecchia le fluttuazione locali (a scala fina) del fenomeno (componente stocastica del processo).

Assegnata quindi una Variabile Regionalizzata[2], indicata con Z, il suo *modello probabilistico* fondamentale può essere espresso nel modo seguente (equazione 4.1):

$$Z(u) = m(u) + Y(u) \qquad \text{con } u \in D, \qquad \textit{(Eq. 4.1)}$$

dove

- *D* rappresenta il dominio oggetto di indagine;
- *u* rappresenta una qualsiasi localizzazione del dominio *D;*
- il termine *m(u)*, denominato *trend*, rappresenta la componente strutturale o deterministica del processo;
- il termine *Y(u),* rappresenta la componente casuale descritta da una variabile aleatoria con Valore Atteso nullo, ossia E[Y(u)] = 0.

Analizzando l'espressione 4.1 è evidente che se si trascura la componente casuale del processo, il modello risulta essere deterministico, ovvero la distribuzione spaziale del fenomeno è univocamente ed esattamente definita dalla funzione *trend*. D'altra parte, l'informazione contenuta nella componente residua del processo racchiude le

[2] Quando una variabile è distribuita (e strutturata) nello spazio viene detta **Regionalizzata**. Dal punto di vista matematico una VR è una semplice funzione *f(x)* che ha un valore in ogni punto x di coordinate (x_u, x_v, x_z) in uno spazio a tre dimensioni. Molto spesso tale funzione varia così irregolarmente nello spazio da precludere qualsiasi studio di tipo matematico.

caratteristiche fondamentali dei dati osservati, ovvero le fluttuazioni a scala fina. Tali fluttuazioni non devono essere erroneamente considerate alla stregua di errori. Uno degli obiettivi della geostatistica è proprio quello di identificare le due componenti suddette per risolvere il problema dell'inferenza statistica di una Variabile Regionalizzata, a partire dall'informazione seppur frammentaria contenuta nel campione osservato.

Si ritiene conveniente sottolineare che la componente strutturale viene solitamente individuata ricorrendo al metodo dei minimi quadrati[3] mentre per la stima della componente residua si richiede l'analisi della correlazione spaziale.

Come si evince da quanto fin qui detto, la necessità di modellare la distribuzione spaziale della variabile regionalizzata *Z* su un dominio *D* deriva dall'impossibilità di disporre di un'informazione esaustiva sul territorio. In tale conteso, il ricorso alla *teoria delle Funzioni Aleatorie* consente di riconoscere la componente di incertezza che caratterizza la distribuzione dei fenomeni spaziali, per loro natura eterogenei e complessi. In particolare, mediante il concetto di *Funzione Aleatoria (o Campo Aleatorio)*, è possibile associare ad ogni punto *u* del dominio *D* d'interesse una variabile aleatoria, indicata con Z(u), in grado di descrivere le possibili manifestazioni del processo in questione. Una generica variabile aleatoria è completamente caratterizzata dalla propria funzione di ripartizione (funzione di distribuzione cumulativa) o dalla funzione di densità di probabilità (altro non è che la derivata della distribuzione cumulativa), analogamente una Funzione Aleatoria è univocamente individuata dalla legge di probabilità congiunta delle variabili aleatorie che compongono il campo aleatorio stesso. Per comprendere quanto detto è necessario introdurre *l'insieme delle distribuzioni finito-dimensionali della funzione aleatoria Z*, ovvero l'insieme delle funzioni di ripartizione definite per ogni valore di *n* e per ogni possibile scelta dei punti di supporto *u* (equazione 4.2):

$$Fu_1, u_2 ..., u_n (z_1, z_2, ..., z_n) = P\left[Z(u_1) \le z_1, Z(u_2) \le z_2, ..., Z(u_n) \le z_n\right] \qquad \textit{(Eq. 4.2)}$$

[3] Sotto opportune ipotesi di regolarità un generico *trend m(u)* può essere approssimato localmente da una forma polinominale del tipo:

$$m(u) = \sum_{l=0}^{L} a_l f_l(u)$$

dove a_l, *l = 0, 1, ..., L,* sono coefficienti incogniti (calcolati col metodo statistico dei minimi quadrati) ed f_l, *l = 0, 1, ..., L,* sono monomi.

Le distribuzioni di probabilità congiunta forniscono un'informazione fondamentale sulla probabilità che si osservi uno specifico campione $z(u_1)$, $z(u_2)$…, $z(u_n)$, per le variabili aleatorie $Z(u_1)$, $Z(u_2)$,…, $Z(u_n)$, spazialmente dipendenti fra loro. In molte applicazioni la conoscenza di tutte le distribuzioni finito-dimensionali non è richiesta, dal momento che i primi due momenti di tali distribuzioni sono sufficienti a fornire una soluzione approssimata accettabile per gran parte dei problemi applicativi.

4.1.3 Momenti di primo e secondo ordine di un campo aleatorio Z

Assegnato un campo aleatorio Z, su un dominio *D*, è possibile definire i momenti del primo e del secondo ordine come riportato di seguito.

- *Valore Atteso o momento del primo ordine*

Il Valore Atteso (o speranza matematica) del campo aleatorio Z, se esiste finito, coincide con la componente strutturale del modello probabilistico fondamentale definito dall'equazione 4.1, ovvero (equazione 4.3):

$$E[Z(u)] = m(u) \qquad \text{con } u \in D, \qquad \textit{(Eq. 4.3)}$$

Il Valore Atteso del campo aleatorio Z è dunque una funzione della posizione spaziale *u* considerata e descrive le variazioni sistematiche di Z. Se tale funzione non risulta essere costante sul dominio *D* considerato, è possibile affermare che il fenomeno descritto dal campo aleatorio Z presenta un *trend.*

- *Momenti del secondo ordine*

1 Varianza

La varianza del campo aleatorio Z, se esiste finita, viene definita come segue (equazione 4.4):

$$\sigma^2(u) = Var[Z(u)] = E[Z(u) - m(u)]^2 \qquad \text{con } u \in D, \qquad \textit{(Eq. 4.4)}$$

Essa risulta essere dunque una funzione della posizione spaziale *u* considerata. Se tale funzione non risulta essere costante sul dominio *D*, allora il campo aleatorio Z viene denominato *eteroschedastico*[4].

2 Covariogramma

Se il campo aleatorio Z ammette varianza finita, allora esso ammette anche covarianza. Essa, denominata altresì *covariogramma*, è definita come segue (equazione 4.5):

$$Cov[Z(u), Z(u')] = E\{[Z(u) - m(u)] \cdot [Z(u') - m(u')]\} \quad \text{con } u \text{ e } u' \in D, \qquad (Eq.4.5)$$

oppure equivalentemente

$$Cov[Z(u), Z(u')] = E[Z(u)Z(u')] - m(u)m(u') \qquad \text{con } u \text{ e } u' \in D, \qquad (Eq.4.5)$$

posto che $E[|Z(u)Z(u')|]$ esista finito.

Il covariogramma è quindi una funzione dei punti di supporto *u e u'* del dominio e risulta essere una *misura di similarità* tra le variabili aleatorie considerate.

3 Variogramma

Se la varianza degli incrementi [Z(u) - Z(u')] del campo aleatorio Z, con *u e u'* $\in D$, esiste finita, tale momento, indicato con 2γ, è denominato *variogramma* (equazione 4.6):

$$2\gamma[Z(u), Z(u')] = Var[Z(u) - Z(u')] \qquad \text{con } u \text{ e } u' \in D, \qquad (Eq.4.6)$$

Il variogramma è quindi anch'esso una funzione dei punti di supporto *u e u'* del dominio e risulta essere una *misura di dissimilarità* tra le variabili aleatorie considerate. E' opportuno sin dà qui precisare che l'esistenza del variogramma non implica l'esistenza della varianza e, quindi, del covariogramma. Spesso si utilizza

[4] Il termine *eteroschedasticità* viene utilizzato in Statistica per descrivere la circostanza secondo la quale i valori osservati in corrispondenza di alcune zone presentano una variabilità maggiore rispetto ai valori osservati in altre zone dello stesso dominio *D* di indagine.

indifferentemente il termine di variogramma e semi-variogramma (funzione γ) poiché a meno di un fattore di proporzionalità pari a due, le due funzioni sono equivalenti.

4 Correlogramma

Se il campo aleatorio Z ammette varianza, allora esso ammette anche coefficiente di correlazione. Quest'ultimo, denominato correlogramma, è definito come segue (equazione 4.7):

$$\rho[Z(u), Z(u')] = \frac{C(u,u')}{\sigma(u)\sigma(u')} \quad \text{con } u \text{ e } u' \in D, \qquad \textit{(Eq 4.7)}$$

Il correlogramma è una misura di interdipendenza tra le variabili aleatorie considerate che non dipende dalla scala di misura della variabile spaziale e assume valori compresi tra ±1.

I momenti del primo e del secondo ordine appena definiti, sono quantità caratteristiche del campo aleatorio Z, estremamente utili ai fini di una sua descrizione dal punto di vista statistico-matematico. Tuttavia, queste grandezze sono incognite e si pone quindi il problema inferenziale riguardante la loro stima. Per fare inferenza su tali momenti è necessario formulare opportune ipotesi riguardanti il loro "comportamento spaziale".

4.1.4 Ipotesi di stazionarietà: stazionarietà del secondo ordine e ipotesi intrinseche

Con riferimento ai momenti del secondo ordine su definiti, risulta evidente dal formalismo matematico che le funzioni covariogramma (o covarianza) e variogramma dipendono dai punti di supporto *u e u'* (ovvero, in altri termini, dalla localizzazione spaziale all'interno del dominio *D* considerato); di conseguenza sarebbero necessarie diverse realizzazioni (osservazioni) di ogni singola coppia di variabili aleatorie [Z(u), Z(u')] per effettuare inferenza statistica su tali momenti del secondo ordine. Tuttavia per la caratteristica di *non ripetitività dei dati a struttura spaziale* (vedi paragrafo 4.1.1) risulta impossibile disporre di più osservazioni nelle medesime localizzazioni. Le ipotesi di stazionarietà consentono di risolvere tale problema di natura inferenziale. Infatti, tralasciando la ipotesi di *stazionarietà strictu sensu* (ovvero l'invarianza per traslazione all'interno del dominio della legge spaziale del processo aleatorio definita dall'espressione 4.2) in quanto difficilmente adattabile ai processi naturali e assumendo invece la stazionarietà del secondo ordine, è possibile supporre che le funzioni variogramma e

covariogramma non dipendano dagli specifici punti di supporto considerati *u e u'* (quindi dalla localizzazione considerata) ma solamente dalla distanza che tra essi intercorre, o meglio, dal vettore di separazione *h = u-u'*. Ritendendo valida tale ipotesi, ogni singola coppia di valori campionati corrispondenti a localizzazioni il cui vettore di separazione è pari ad *h*, può essere considerata come una diversa realizzazione (replica) della medesima singola coppia di variabili aleatorie [Z(u), Z(u')]. Si dispone così di un numero sufficiente di osservazioni per risolvere il problema inferenziale relativo alla stima dei momenti del secondo ordine della FA considerata.

Dal punto di vista matematico, una Funzione Aleatoria Z risulta essere *stazionaria del secondo ordine se e solo se:*

- il Valore Atteso della variabile aleatoria Z(u) esiste e non dipende dal punto *u* (ovvero dalla posizione all'interno del dominio *D*); ciò significa che tale funzione manca di variazioni sistematiche all'interno del dominio *D* considerato (equazione 4.8):

$$E[Z(u)] = m \qquad \text{con } u \in D, \qquad \textit{(Eq. 4.8)}$$

- per ogni coppia di variabili aleatorie [Z(u), Z(u+h)] il covariogramma esiste e dipende unicamente dal vettore di separazione *h* (equazione 4.9):

$$C(h) = E\{[Z(u+h) - m] \cdot [Z(u) - m]\} \qquad \text{con } u \text{ e } u+h \in D, \qquad \textit{(Eq. 4.9)}$$

oppure equivalentemente,

$$C(h) = E[Z(u+h)Z(u)] - m^2 \qquad \text{con } u \text{ e } u+h \in D, \qquad \textit{(Eq. 4.9)}$$

Come evidenziato dall'equazione 4.10, quando *h* = 0 (ovvero quando i punti di supporto *u e u+h* rappresentano la medesima localizzazione nel dominio *D* considerato) il covariogramma coincide con la varianza della VR Z(u). Quindi se la FA è stazionaria del secondo ordine le variabili casuali corrispondenti ai diversi punti del dominio non hanno solamente lo stesso Valore Atteso ma devono avere anche la stessa varianza finita.

$$C(0) = Var[Z(u)] = E[Z(u) - m^2] \qquad \text{con } u \in D, \qquad \textit{(Eq. 4.10)}$$

La stazionarietà del covariogramma implica altresì la stazionarietà della varianza e del variogramma (e di conseguenza del semi-variogramma). In particolare la funzione semi-variogramma e covariogramma sono legati dalla relazione 4.11. Tale formulazione dimostra che la funzione covariogramma e semi-variogramma sono due strutture matematiche equivalenti per caratterizzare la correlazione spaziale di un campo aleatorio Z stazionario del secondo ordine

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \qquad \textit{(Eq. 4.11)}$$

L'andamento delle due funzioni è riportato nella seguente figura 4.1.

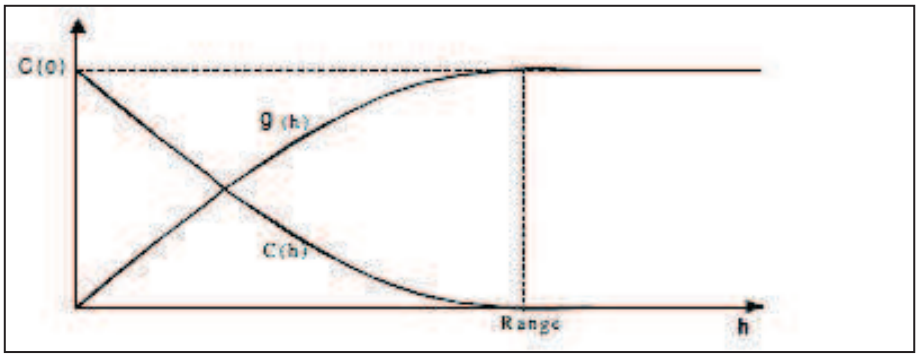


Fig. 4.1: Funzione covarianza *C(h)* e variogramma o semi-variogramma *g(h)*[5].

E' doveroso sottolineare che esistono molti fenomeni fisici che data la loro rilevante variabilità spaziale (dispersione) non ammettono né la varianza né il covariogramma; ammettono tuttavia un variogramma. In tali situazioni può essere opportuno assumere solamente l'esistenza e la stazionarietà del variogramma, ovvero in altri termini indebolire le ipotesi che caratterizzano la stazionarietà del secondo ordine: le ipotesi intrinseche rispondono a tale esigenza. Una Funzione Aleatoria Z risulta essere *intrinseca* se soddisfa l'equazione 4.8 e al contempo il variogramma esiste e dipende solo dal vettore di separazione *h*, ovvero (equazione 4.12):

$$2\gamma(h) = Var\left[Z(u+h) - Z(u)\right] \qquad \text{con } u \text{ e } u+h \in D, \qquad \textit{(Eq. 4.12)}$$

[5] Si osservi che la distanza oltre la quale il covariogramma si annulla viene denominata *range*. In maniera del tutto analoga il *range* rappresenta anche la distanza oltre la quale il semi-variogramma si stabilizza. Il valore della funzione (ordinata) intorno al quale il semi-variogramma si stabilizza viene denominato *sill (o sella)* ed è pari a C(0) nel caso di un campo aleatorio stazionario del secondo ordine. Nel caso invece di una campo aleatorio intrinseco la funzione semi-variogramma non si stabilizza (non esistendo né la varianza né il covariogramma) bensì assume un andamento sempre crescente (non si avrà quindi né *range* né *sella*).

In altri termini, per ogni vettore di separazione *h*, gli incrementi [Z(u+h)-Z(u)] ammettono una varianza finita che non dipende dalla localizzazione spaziale *u.* Alla luce di quanto esposto si deduce che mediante le ipotesi intrinseche si assume sostanzialmente la stazionarietà del secondo ordine non della FA bensì dei sui incrementi[6].

Si noti infine che mentre la stazionarietà del secondo ordine implica l'esistenza delle ipotesi intrinseche, non è vero il contrario.

4.1.5 Stimatori delle misure di correlazione spaziale

Assegnato un campo aleatorio Z che soddisfa le ipotesi di stazionarietà intrinseche, la funzione semi-variogramma può essere definita come segue (equazione 4.13):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E\left[Z(u') - Z(u)\right] \qquad \textit{(Eq. 4.13)}$$

Assegnate le variabili aleatorie $Z(u_i)$, i = 1, 2,…, n, idonee a descrivere i possibili risultati della rilevazione campionaria della Variabile Regionalizzata Z in corrispondenza delle localizzazioni spaziali u_i, uno stimatore della funzione semi-variogramma basato sul metodo dei momenti ed introdotto da Matheron nel 1962 è il seguente (equazione 4.14):

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{\sum_{N(h)} \left[Z(u_i) - Z(u_j)\right]^2}{2\,|N(h)|} \qquad \textit{(Eq. 4.14)}$$

dove N(h) rappresenta l'insieme delle coppie di puti campionati caratterizzati da un vettore di separazione pari a h[7] ed |N(h)| rappresenta il numero di coppie distinte in N(h). E' stato dimostrato che lo stimatore dell'equazione 4.14 soddisfa la proprietà di non distorsione (o correttezza), ossia risulta (equazione 4.15):

$$E\left[\hat{\gamma}(h)\right] = \gamma(h) \qquad \textit{(Eq. 4.15)}$$

[6] In questa direzione si pone anche il concetto di *quasi-stazionarietà* di una FA in cui in pratica il variogramma è utilizzato solo per distanze limitate $|h| \le b$, dove il limite b può essere dato dall'estensione di una zona omogenea all'interno dell'area oggetto di studio oppure dal diametro dell'area di vicinaggio utilizzato durante l'applicazione dell'algoritmo di interpolazione (i.e. IDW, Kriging, etc).

[7] Contribuiscono alla stima tutti i valori corrispondenti alle coppie di localizzazioni (u_i, u_j) separate dal vettore *h*, ossia caratterizzate da una distanza pari a |h| ed una direzione polare pari ad α.

Analogamente, assegnato un campo aleatorio Z che soddisfa la ipotesi di stazionarietà del secondo ordine, è possibile definire ricorrendo al metodo dei momenti lo stimatore della funzione covariogramma come segue (equazione 4.16):

$$\hat{C}(h) = \frac{\sum_{N(h)} \left[Z(u_i) - \hat{Z} \right] \cdot \left[Z(u_j) - \hat{Z} \right]}{|N(h)|} \qquad \textit{(Eq. 4.16)}$$

dove $N(h) = \left\{ (u_i, u_j) : u_i - u_j = h; i, j = 1,2,...,n \right\}$, |N(h)| rappresenta il numero di coppie distinte in N(h) e $\hat{Z}$ è la media dei risultati della rilevazione campionaria di Z.

E' importante notare che a differenza dello stimatore della funzione semi-variogramma, lo stimatore della funzione covariogramma risulta essere distorto; tuttavia, la sua distorsione tende ad annullarsi all'aumentare del numero di localizzazioni considerate. E' interessante evidenziare altresì che la relazione 4.11 che esprime il legame tra la funzione semi-variogramma e la funzione covariogramma non risulta valida se si considerano i corrispondenti stimatori, ovvero (equazione 4.17):

$$\hat{\gamma}(h) \neq \hat{C}(0) - \hat{C}(h) \qquad \textit{(Eq. 4.17)}$$

Infine è importante ricordare che entrambi gli stimatori dei momenti di secondo ordine di un campo aleatorio Z stazionario sono molto sensibili alla presenza di valori anomali. Se la distribuzione campionaria è caratterizzata da un coefficiente di asimmetria elevato (situazione tipica in campo ambientale), gli stimatori delle funzioni semi-variogramma e covariogramma precedentemente introdotti non rappresentano la misura più appropriata per studiare la correlazione spaziale. Si rende necessario quindi il ricorso a stimatori più robusti; in letteratura ne sono stati proposti molti tra cui in particolare quello di Cressie e Hawkins (1980) definito dalla seguente equazione 4.18:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{N(h)} \sum_{(i,j) \in R(h)} \sqrt{|Z(u_i) - Z(u_{j)}|} \right)^4 \left(0{,}457 + \frac{0{,}494}{N(h)} \right)^{-1} \qquad \textit{(Eq. 4.18)}$$

Questo stimatore risulta efficiente se la distribuzione dei dati grezzi è simile ad una Normale nella parte centrale e si discosta da essa in corrispondenza delle code. Molto spesso nella pratica il semi-variogramma sperimentale viene calcolato con entrambi gli stimatori su descritti.

4.1.6 Proprietà della funzione variogramma

Assegnato un campo aleatorio Z che soddisfa almeno la stazionarietà intrinseca, la funzione semi-variogramma soddisfa le ipotesi riportate di seguito.

- è nullo all'origine (teoricamente) ovvero $\gamma(0) = 0$;
- è una funzione simmetrica, ovvero $\gamma(h) = \gamma(-h)$;
- è una funzione non negativa, ovvero $\gamma(h) \geq 0$, per ogni *h*;
- ogni combinazione lineare a coefficienti reali positivi di semi-variogrammi è ancora una funzione semi-variogramma (questo dà la possibilità modellare la correlazione spaziale di una VR mediante funzioni annidate).

4.2 Modello digitale del conoide

Per il caso oggetto di studio nel presente capitolo, l'unico dato di input disponibile ai fini della preparazione del modello digitale del terreno pre-evento è rappresentato dalle isoipse a 5,0 m della Carta Tecnica Regionale (scala di rappresentazione 1:5000) ottenuta con voli eseguiti nel 1995 dalla Regione del Veneto[8]. Data la qualità ed il tipo di dato disponibile si è deciso di applicare diverse tecniche di interpolazione, sia deterministiche (in particolare il metodo della triangolazione di *Delaunay* e il metodo del Vicinato Naturale o *Natural Neighbour*) che geostatistiche (*Kriging non stazionario o Kriging Universale)*, allo scopo di ottenere più modelli digitali sui quali valutare a posteriori il comportamento-risposta dei modelli numerici. Nel seguito del capitolo verrà fornita una breve descrizione degli algoritmi e delle procedure applicate al caso del conoide di Fiames rimandando alla letteratura scientifica dedicata per qualsiasi ulteriore approfondimento.

4.2.1 Interpolazione col metodo della triangolazione di Delaunay

Il metodo delle triangolazioni di *Delaunay* presuppone la definizione di una partizione del dominio *D* considerato in triangoli o poliedri[9], con vertici in corrispondenza delle localizzazioni campionate. La stima della variabile in esame, in un punto interno a ciascun

[8] Il sistema di riferimento adottato per la formazione della Carta Tecnica Regionale è il sistema nazionale Gauss-Boaga, la cartografia riporta anche i riferimenti geografici e le coordinate nel sistema internazionale U.T.M.

[9] Evidentemente le figure geometriche individuate sono dei triangoli se il dominio *D* considerato è bidimensionale, oppure, in generale, dei poliedri se il dominio è *d*-dimensionale (con $d>2$).

triangolo, giace sul piano che onora i tre valori osservati in corrispondenza dei vertici del triangolo stesso.

Lo stimatore della Variabile Regionalizzata Z(u) in una localizzazione $u \in D$ non campionata può essere espresso nel modo seguente (equazione 4.19)[10]:

$$\hat{Z}(u) = \underbrace{\left(\frac{A_{u2u3u}}{A_{u1u2u3}} \cdot Z(u_1) \right)}_{peso\ 1} + \underbrace{\left(\frac{A_{u1u3u}}{A_{u1u2u3}} \cdot Z(u_2) \right)}_{peso\ 2} + \underbrace{\left(\frac{A_{u1u2u}}{A_{u1u2u3}} \cdot Z(u_3) \right)}_{peso\ 3} \qquad \textit{(Eq 4.19)}$$

dove u_1, u_2, u_3 risultano essere le localizzazioni dei tre punti campionati (in altri termini, i tre vertici di ciascun triangolo), $Z(u_1), Z(u_2), Z(u_3)$ rappresentano i corrispondenti valori della Variabile Regionalizzata, mentre $A_{u2u3u}, A_{u1u3u}, A_{u1u2u}, A_{u1u2u3}$ corrispondono alle aree dei triangoli i cui vertici coincidono con i punti sottoindicati[11]. Per quanto concerne i pesi, essi risultano essere proporzionali all'area del triangolo opposto al punto u_i considerato ed inoltre sono calcolati in maniera tale che la loro sommatoria sia pari a uno. Da notare infine che l'interpolatore è esatto[12].

Nel caso oggetto di studio l'interpolazione è stata eseguita sui vertici delle isoipse, adottando una risoluzione spaziale di 1,0 m, mediante il tool *3D Analyst tools* del software commerciale ArcGIS versione 9.3 della *ESRI*. Come messo in evidenza dal rilievo ombreggiato uni-azimutale della superficie interpolata ottenuta (figura 4.2a), l'algoritmo crea un tipico e marcato effetto "gradonatura" legato alla presenza di pianori fittizi, soprattutto nella zona sommitale dell'area, peraltro non giustificato dalla reale presenza di discontinuità morfologiche (si veda per un raffronto la figura 4.2b). Si noti anche la presenza di una fascia centrale modellizzata con triangoli irregolari particolarmente allungati, i quali oltre a influire sui possibili percorsi del flusso simulato possono rappresentare altresì una sorta di "argini fittizi" penalizzando in tal senso gli esiti delle simulazioni numeriche.

[10] Una soluzione alternativa si basa sul considerare l'equazione di un piano *(z=ax+by+c)* e sul risolvere il sistema lineare di 3 equazioni in 3 incognite definito considerando le coordinate dei tre punti campionati e il corrispondente valore della Variabile Regionalizzata.

[11] Ovvero con i punti campionati u_i e col punto in cui si effettua l'inferenza u.

[12] Ciò significa che in una qualsiasi localizzazione già campionata la stima coincide con il corrispondente valore osservato (varianza di stima nulla).

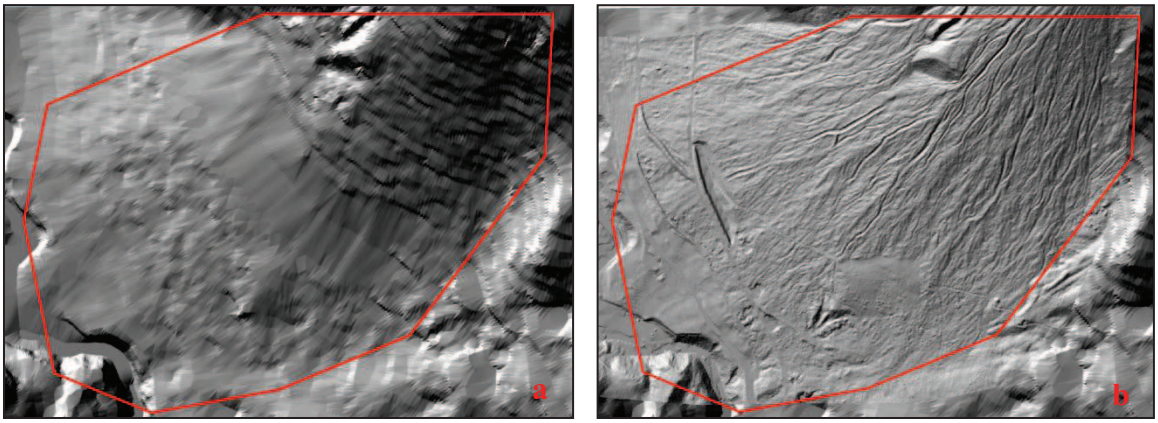


Fig. 4.2: rilievo ombreggiato uni-azimutale della superficie interpolata con l'algoritmo della triangolazione di *Delaunay (a)* e del DTM post-evento ottenuto da volo LiDAR *(b)*. In rosso l'area oggetto di studio rappresentante il dominio di calcolo dei modelli numerici utilizzati.

4.2.2 Interpolazione col metodo del Natural Neighbour (o metodo del Vicinato Naturale)

Il Vicinato Naturale è un metodo fondato sulla tecnica dei poligoni di Voronoi e assegna a ciascuno dei punti campionati un peso che risulta essere funzione di quella che viene definita *area di influenza naturale.* Il metodo è complesso sia dal punto di vista logico sia da quello meramente operativo; esso trae vantaggio dalla combinazione delle proprietà della triangolazione irregolare e dei poligoni di Voronoi di ripartire una regione in zone, con assegnazione di porzioni "eque" del territorio in funzione della distanza reciproca tra i punti. Tecnicamente, la procedura di interpolazione si sviluppa attraverso diverse fasi. Anzitutto vengono generati i poligoni triangolari col metodo della triangolazione di *Delaunay* a partire dall'intero dataset di punti campionati. In una seconda fase, si generano con la tecnica di poligonazione dello spazio di Voronoi i poligoni di Thiessen per l'intero dominio *D* considerato. Successivamente, ai dati campionati viene aggiunto il punto *u* in corrispondenza del quale si intende effettuare l'inferenza; a questo punto viene rieseguita la triangolazione di *Delaunay* e la poligonazione di Voronoi. In questo modo verrà definita l'area di influenza naturale del punto *u* dove verrà effettuata l'inferenza. Ovviamente tale poligono intersecherà le aree di influenza dei punti campionati più vicini definite durante il primo step della procedura. Se definiamo con la dicitura "aree di intersezione" e con la notazione A_i, *i=1, 2, ..., n,* le porzioni di poligoni di

Thiessen definiti al primo step della procedura[13] intersecate dal poligono di competenza del punto *u* di stima, l'area totale di tale poligono sarà dato dall'equazione 4.20.

$$A = \sum_{i=1}^{n} A_i \qquad \text{con } i=1, 2, \ldots, n, \qquad (Eq.4.20)$$

I pesi da associare ai punti campionati vicini saranno dunque calcolati in accordo con la seguente equazione 4.21[14].

$$\lambda_i = \frac{A_i}{\sum_{i=1}^{n} A_i} \qquad \text{con } i=1, 2, \ldots, n, \qquad (Eq.\ 4.21)$$

Lo stimatore della Variabile Regionalizzata Z(u) in una localizzazione $u \in D$ non campionata può essere espresso nel modo seguente (equazione 4.22):

$$\hat{Z} = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(u_i) \qquad \text{con } i=1, 2, \ldots, n, \qquad (Eq.\ 4.22)$$

Nel caso oggetto di studio l'interpolazione è stata eseguita sui vertici delle isoipse, adottando una risoluzione spaziale di 1,0 m, mediante il tool *3D Analyst tools* del software commerciale ArcGIS versione 9.3 della *ESRI*. Come messo in evidenza dal rilievo ombreggiato uni-azimutale della superficie interpolata ottenuta (figura 4.3a), l'algoritmo crea ancora un tipico effetto "gradonatura" legato alla presenza di pianori fittizi comunque meno marcato (per via di una maggiore smussatura) rispetto al modello digitale ottenuto applicando la triangolazione di *Delaunay* (si veda per un raffronto la figura 4.2a). Da notare anche in questo caso la presenza di una fascia centrale modellizzata con triangoli irregolari particolarmente allungati, i quali oltre a influire sui possibili percorsi del flusso simulato possono rappresentare altresì una sorta di "argini fittizi" penalizzando in tal senso gli esiti delle simulazioni numeriche.

[13] Ovvero i poligoni di Voronoi dei punti campionati.

[14] In altri termini la porzione di superficie che rientra nei confini dell'area di influenza naturale del punto *u* di stima viene utilizzata come peso poiché rappresenta un buon indicatore dell'influenza esercitata dai punti campionati sul punto da stimare.

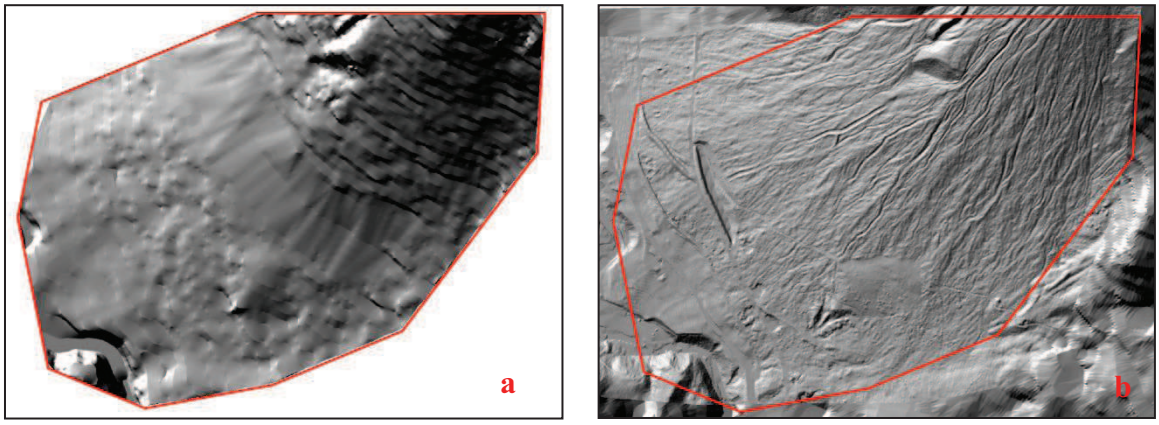


Fig. 4.3: rilievo ombreggiato uni-azimutale della superficie interpolata con l'algoritmo del Vicinato Naturale *(a)* e del DTM post-evento ottenuto da volo LiDAR *(b)*. In rosso l'area oggetto di studio rappresentante il dominio di calcolo dei modelli numerici utilizzati.

4.2.3 Interpolazione col metodo del Kriging non stazionario (o Kriging Universale)

Nel presente paragrafo viene volutamente tralasciata la trattazione matematica dell'algoritmo del *Kriging non stazionario* per la quale si rimanda invece all'appendice A del presente elaborato.

In generale, prima di intraprendere il trattamento geostatistico di qualunque insieme di dati è conveniente familiarizzare sia con la natura fisica del fenomeno indagato sia coi dati osservati. Ogni modello in geostatistica viene costruito sulla base dell'informazione disponibile e ciò implica che qualunque errore (sistematico e non) sulle osservazioni si rifletterà in ogni fase successiva dell'analisi, inficiando i risultati finali della modellazione. Per tale ragione, la prima fase dell'analisi geostatistica riguarda l'analisi esplorativa spaziale dei valori osservati per la variabile in esame *(Exploratory Spatial Data Analyst)*. In particolare l'*E.S.D.A.* è composta da una serie di strumenti esplorativi che consentono all'operatore di approfondire la conoscenza del fenomeno indagato mediante la semplice indagine della distribuzione statistica e spaziale dei dati.

Nel caso oggetto di studio, al fine di caratterizzare quantitativamente la distribuzione spaziale dei punti quotati si è: definita l'estensione dell'area campionata (pari a circa 0,93 Km^2) e calcolato il centro medio (o baricentro spaziale delle localizzazioni campionate; figura 4.4), definita l'ellisse della distanza standard (figura 4.5) e costruito la mappa dei poligoni di Voronoi con l'associato istogramma di frequenza delle aree (figura 4.6). Tali

operazioni preliminari sono state eseguite mediante la toolbox *Spatial Statistics Tools* e la toolbar *Geostatistical Analyst* del software commerciale ArcGIS versione 9.3 della *ESRI.*

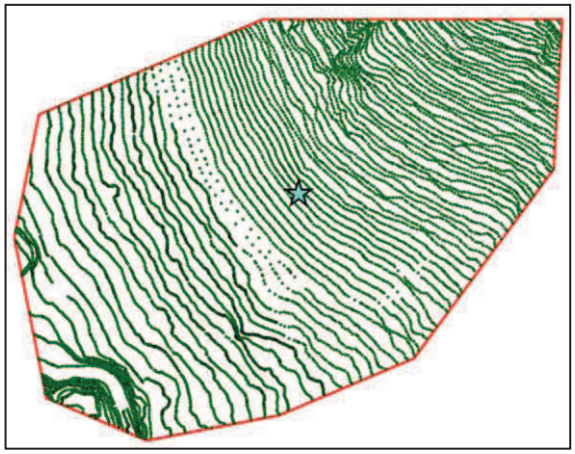


Fig. 4.4: rappresentazione dei punti quotati all'interno dell'area oggetto di studio e del centro medio delle localizzazioni (marker a forma di stella).

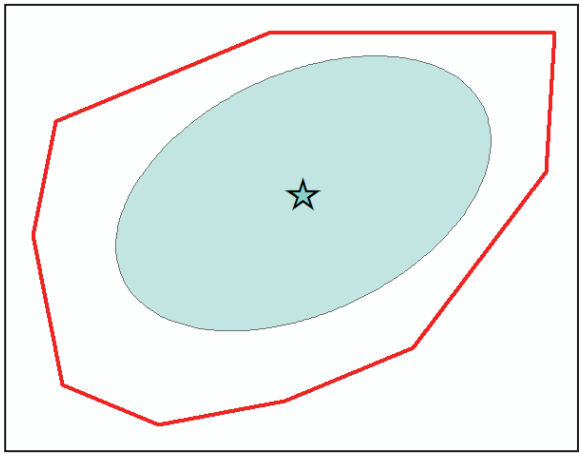


Fig. 4.5: rappresentazione dell'ellisse della distanza standard (diametro maggiore: 490.47 m; diametro minore: 292.93 m).

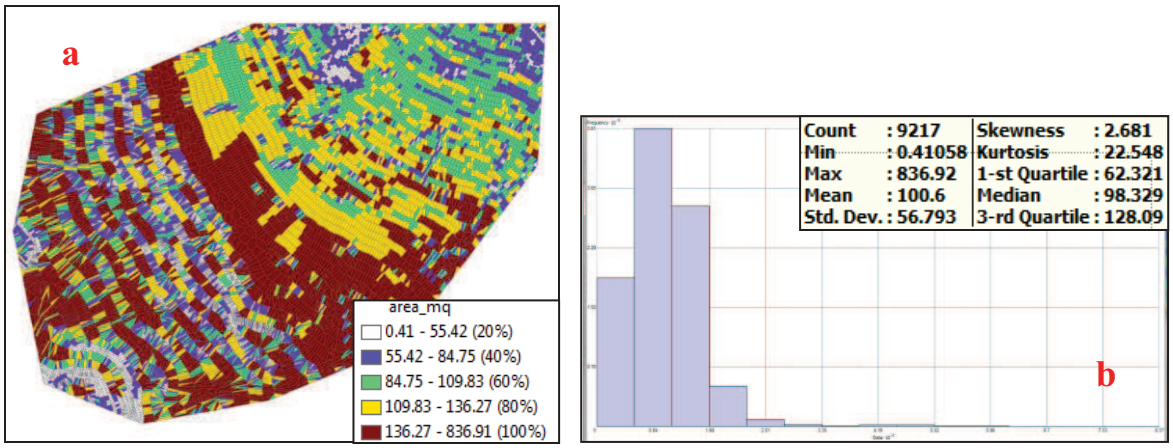


Fig. 4.6: rappresentazione a quantili delle aree dei poligoni di Voroni dei punti quotati delle isoipse *(a)* e relativo istogramma di frequenza *(b)*[15].

Come si osserva in figura 4.5 la distribuzione dei punti quotati mostra una direzione preferenziale, in particolare la direzione NE-SO (ciò è ovviamente influenzato dalla geometria del dominio spaziale assunto come riferimento). Osservando invece la figura 4.6a ciò che si nota è la presenza di aree di influenza pressoché uguali (in termini di

[15] Il numero ottimale di classi dell'istogramma di frequenza è stato determinato utilizzando la seguente formula proposta *Herbert Sturges (1926):*

$$s = 1 + 3.32 \log_{10}(n)$$

dove *n* rappresenta il numero di punti campionati.

estensione: media pari a 100,00 mq; moda pari a 84,00 mq) evidenziando in tal senso la regolarità della griglia di campionamento definita dai punti quotati delle isoipse (cosa peraltro confermata dalla limitata dispersione dell'istogramma di frequenza delle aree riportato in figura 4.6b).

Per approfondire ulteriormente l'analisi concernente la distribuzione dei punti quotati *(pattern analysis)* si è calcolato la differenza tra la distanza media tra i punti campionati e la distanza media attesa in una distribuzione casuale teorica[16]. Poiché la distanza osservata (pari a 3,22 m) è minore di quella attesa (pari a 5,94 m) la distribuzione spaziale dei punti quotati è più raggruppata che casuale. Tale differenza è stata quindi posta a confronto con l'errore standard per le distanze osservate *(ESr)* poiché esso descrive la probabilità che una differenza sia casuale[17] (equazione 4.23).

$$Zr = \frac{r_{oss} - r_{att}}{ESr} \qquad \textit{(Eq. 4.23)}$$

dove

r_{oss} rappresenta la distanza media tra i punti quotati;

r_{att} rappresenta la distanza media attesa di una distribuzione casuale teorica.

Poiché il valore calcolato di *Zr* è minore di -1.96[18] (livello di significatività adottato pari a 95%) ed il *p_value* è prossimo a zero (comunque inferiore ad α) possiamo concludere che la differenza tra la distribuzione reale ed una distribuzione teorica casuale è statisticamente significativa. In altri termini è molto improbabile che il modello spaziale osservato sia il risultato di un processo casuale.

[16] Per calcolare la distanza media teorica di una distribuzione casuale si è utilizzata la seguente formula:

$$r_{att} = \frac{0.5}{\sqrt{\frac{n}{A}}}$$

dove *n* è il numero totale di punti campionati e *A* è l'area totale su cui essi sono distribuiti.

[17] Quindi se la differenza calcolata è minore dell'errore standard, tale differenza non è statisticamente significativa (quindi la distribuzione si può ritenere casuale), viceversa il contrario.

[18] In una distribuzione gaussiana esiste il 68% di probabilità che le differenza calcolate siano comprese tra ±1*ESr*. Pertanto si ritengono statisticamente significative solo quelle differenze minori di -1*ESr* e maggiori di +1*ESr* (per essere più rigorosi, considerando un livello di significatività pari a 0.05, potremmo definire statisticamente significative le differenze minori di -1.96*ESr* e maggiori di +1.96*ESr).*

Al fine di descrivere invece le caratteristiche della variabile oggetto di modellizzazione, i punti quotati delle isoipse sono stati rappresentati mediante le mappe a classi di valori (mappa a quintili della variabile quota; figura 4.7), l'istogramma di frequenza (figura 4.8), il diagramma quantile-quantile (*Q-Q Plot*, figura 4.9) e successivamente sono stati elaborati in tabella 4.1 opportuni indici statistici (misure di posizione, misure di variabilità e misure di forma). Tali operazioni sono state eseguite mediante la toolbar *Geostatistical Analyst* del software commerciale ArcGIS versione 9.3 della *ESRI* e mediante il software commerciale di geostatistica *GS+ Geostatistics for the Environmental Sciences* della *Gamma Software.*

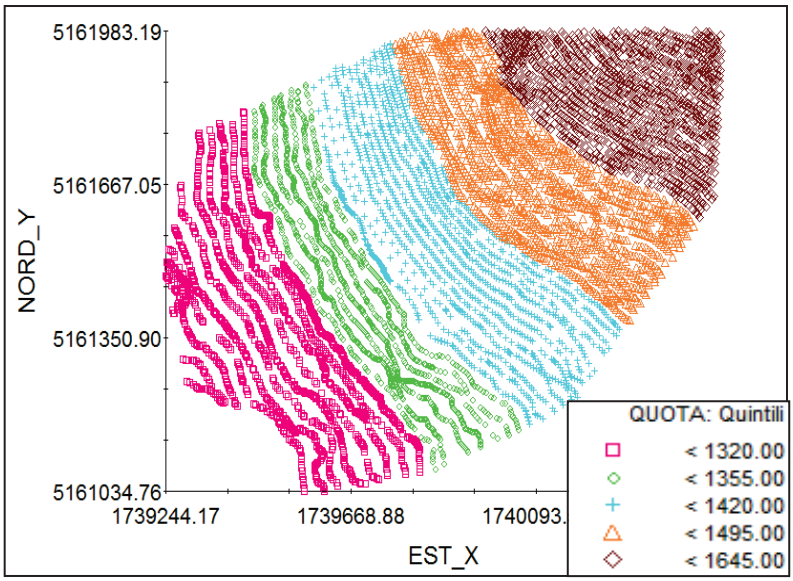


Fig. 4.7: rappresentazione a quantili della variabile quota (dato grezzo).

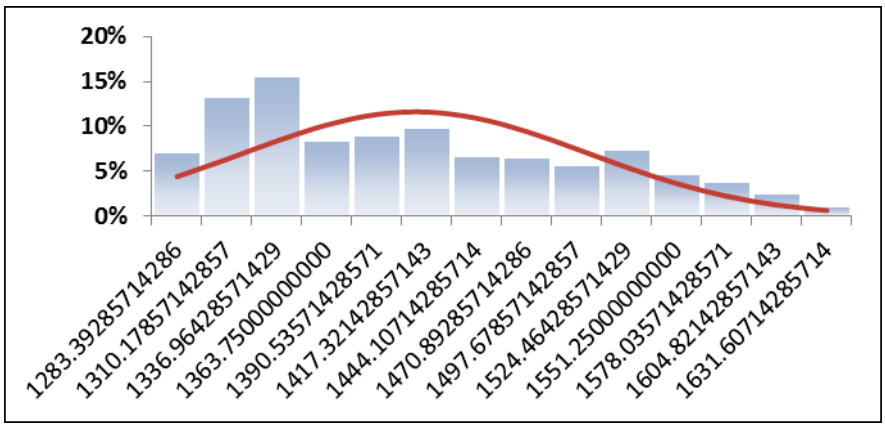


Fig. 4.8: istogramma di frequenza relativa della variabile quota.

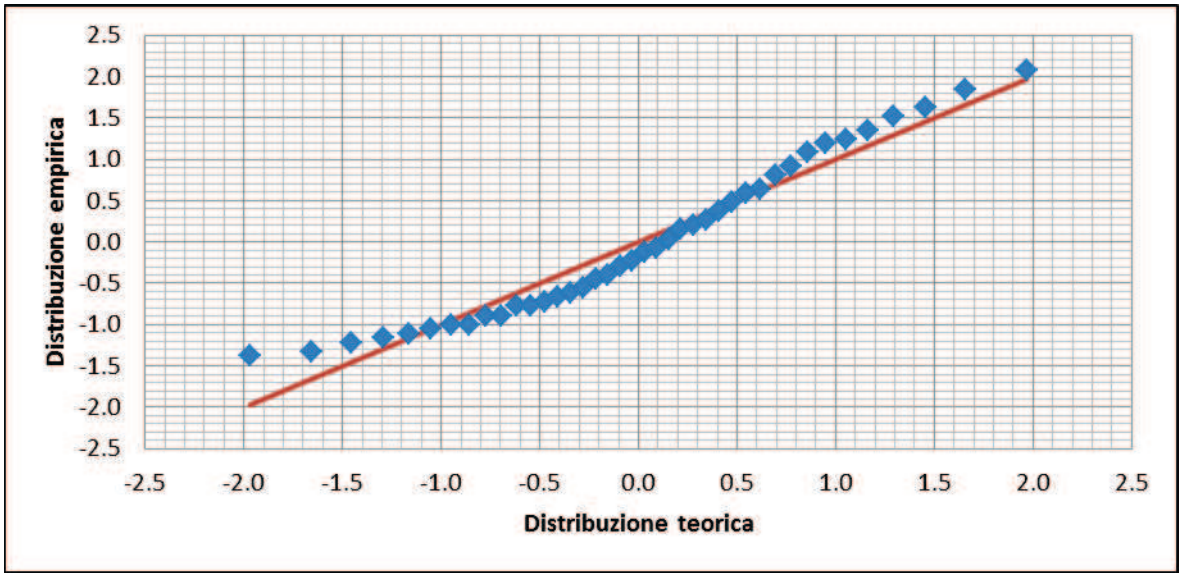


Fig. 4.9: diagramma quantile-quantile della variabile quota.

VALORE MINIMO	1270,00 m
VALORE MASSIMO	1645,00 m
VALORE MEDIO	1405,10 m
MEDIANA	1385,00 m
MODA	1327,69 m
DEVIAZIONE STANDARD	91,12
1-st QUARTILE	1330,00 m
3-st QUARTILE	1475,00 m
INDICE DI ASIMMETRIA	0,56
INDICE DI CURTOSI	2,24

Tab. 4.1: misure di posizione, di variabilità e di forma relative alla variabile quota.

Come si osserva dalla mappa a quintili della variabile quota (figura 4.7), il fenomeno oggetto di studio presenta nel dominio *D* considerato un *trend*. Nello specifico si nota una variazione sistematica della Variabile Regionalizzata in direzione NE-SO (direzione lungo la quale si ha la transizione pareti rocciose→falda detritica→conoide alluvionale). Dal grafico *Q-Q plot* (così come dall'istogramma di frequenza relativa e dalle misure di posizione) si nota inoltre che i dati hanno una distribuzione che si discosta rispetto a quella normale.

Per approfondire lo studio inerente la tendenza presente nella VR oggetto di studio *(trend analysis)* si è fatto ricorso all'analisi bivariata quota - coordinata est (caso 1, figura 4.10) e quota - coordinata nord (caso 2, figura 4.11).

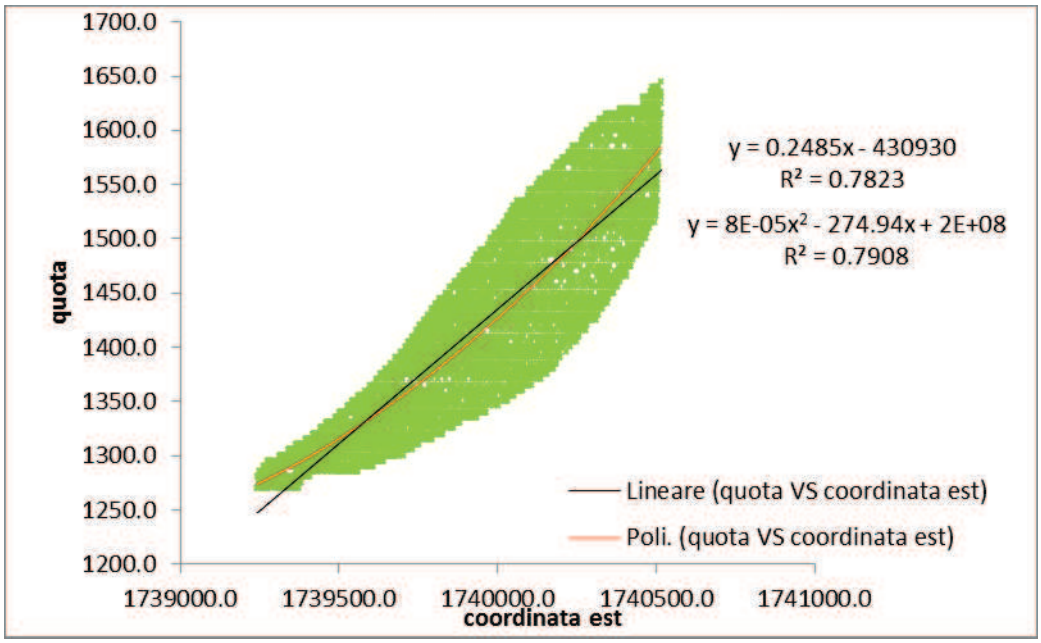


Fig. 4.10: grafico a dispersione quota – coordinata est (caso 1) e rappresentazione delle linee di tendenza ottenute mediante regressione lineare semplice e regressione con polinomio di secondo grado a una variabile.

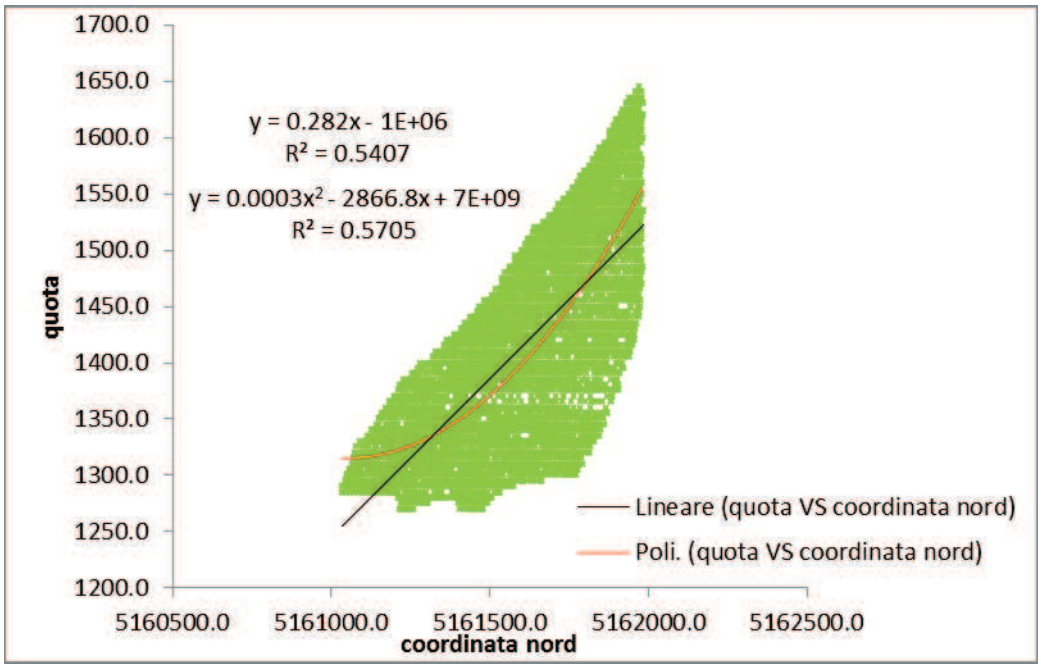


Fig. 4.11: grafico a dispersione quota – coordinata nord (caso 2) e rappresentazione delle linee di tendenza ottenute mediante regressione lineare semplice e regressione con polinomio di secondo grado a una variabile.

In entrambi i casi la presenza di un'eventuale dipendenza lineare è stata valutata dapprima mediante il coefficiente di correlazione R (caso 1, R = 0,88; caso 2, R = 0,73) e quindi mediante il ricorso al modello statistico della regressione lineare semplice. I parametri β_1 e β_o della retta di regressione sono stati stimati mediante il metodo dei minimi quadrati ordinari. La bontà di tali modelli (tabelle da 4.2 a 4.6) è stata valutata considerando l'indice di determinazione lineare R^2, eseguendo l'analisi della varianza con un livello di significatività del 95% (H_o: varianza spiegata dalla regressione = varianza d'errore o residua, viceversa per l'ipotesi alternativa H_1), applicando il *t*-test[19]dell'equazione 4.24 sull'errore standard della pendenza delle rette di regressione con un livello di significatività del 95% (H_o: $\beta_1 = b$; H_1: $\beta_1 \neq b$ con $b = 0$) e valutando la distribuzione dei residui (ovvero degli errori dei modelli).

$$\frac{\hat{\beta}_1 - b}{S_{\hat{\beta}_1}} \approx t_{n-2} \qquad \textit{(Eq. 4.24)}$$

dove l'errore standard di stima di β_1 ($S_{\hat{\beta}_1}$) è dato da:

$$S_{\hat{\beta}_1} = \frac{\sqrt{\dfrac{\sum_{i=1}^{n}(Y_i - \hat{Y}_1)^2}{n-2}}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} X_i^{\,2} - \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n} X_i\right)^2}}$$

a

Statistica della regressione	
r	0.88448478
R^2	0.782313326
R^2 corretto	0.782287497
Errore standard	42.72269804
Osservazioni	8430

b

Statistica della regressione	
r	0.735325659
R^2	0.540703825
R^2 corretto	0.540649329
Errore standard	62.05676953
Osservazioni	8430

Tab. 4.2: sommario delle statistiche di regressione: caso 1 *(a)*, caso 2 *(b)*.

Come si osserva dalla tabella 4.2 i coefficienti di determinazione R^2 sono pari a 0,78 per il caso 1 e 0,54 per il caso 2. Questo significa che la maggior parte della variabilità totale è spiegata dal modello di regressione lineare, che dunque si adatta adeguatamente al

[19] La statistica test per valutare ipotesi su β_1 è distribuita approssimativamente come una *t* di Student con n-2 gradi di libertà.

fenomeno indagato. Ciò è peraltro confermato dall'analisi della varianza; difatti in entrambi i casi il *p-value* risulta di molto inferiore al valore di α adottato, dunque è possibile rifiutare l'ipotesi nulla (il valore della statistica test eccede nettamente il valore critico associato ad una distribuzione F con gdl pari 1 e n-2 = 3,84). In generale se esiste regressione la varianza della regressione è nettamente maggiore rispetto alla varianza residua o d'errore. Dai risultati dei *t*-test applicati ai parametri delle rette di regressione (tabella 4.4 e 4.6) è possibile rifiutare l'ipotesi nulla in entrami i casi con un livello di significatività del 95% (il valore della statistica test eccede nettamente i valori critici associati ad una distribuzione *t* di Student con n-2 gradi di libertà = ±1,96). In altri termini, i coefficienti angolari delle due rette di regressione sono statisticamente differenti da zero e quindi sia in direzione E-O che in direzione N-S è statisticamente dimostrata la presenza di un trend.

	gdl	*SQ*	*MQ*	*F*	*P-value*
Regressione	1	55282892.08	55282892.08	30288.19631	0
Residua	8428	15383029.41	1825.228928		
Totale	8429	70665921.48			

Tab. 4.3: sommario dell'analisi della varianza per il caso 1 (ANOVA per la regressione lineare).

	Coefficienti	*Errore standard*	*Stat t*	*P-value*
Intercetta	-430929.8341	2484.218561	-173.4669569	0
Variabile X1	0.248485394	0.001427789	174.0350433	0

Tab. 4.4: sommario dei *t*-test applicati ai singoli parametri della retta di regressione del caso 1.

	gdl	*SQ*	*MQ*	*F*	*P-value*
Regressione	1	38209334.08	38209334.08	9921.815365	0
Residua	8428	32456587.41	3851.042644		
Totale	8429	70665921.48			

Tab. 4.5: sommario dell'analisi della varianza per il caso 2 (ANOVA per la regressione lineare).

	Coefficienti	*Errore standard*	*Stat t*	*P-value*
Intercetta	-1454411.982	14615.47968	-99.51175149	0
Variabile X1	0.282049384	0.002831585	99.60830972	0

Tab. 4.6: sommario dei *t*-test applicati ai singoli parametri della retta di regressione del caso 2.

Poiché la presenza di un *trend* preclude la possibilità di ritenere soddisfatte le ipotesi di stazionarietà della Variabile Regionalizzata quota (vedi paragrafo 4.1.4) si è reso necessario "detrendizzare" i dati grezzi (ovvero imporre temporaneamente sui dati stessi le condizioni di stazionarietà per mezzo di una deriva *o drift*[20]) al fine di isolare la componente residua della VR sulla quale eseguire l'analisi della correlazione spaziale. Per identificare l'ordine della forma polinominale più idoneo per descrivere matematicamente il trend è stata inoltre eseguita sia sul caso 1 che sul caso 2 una regressione polinominale con polinomio di secondo grado a una variabile (figura 4.10 e 4.11). I parametri del polinomio di regressione sono stati sempre stimati mediante il metodo dei minimi quadrati ordinari. La bontà dei modelli (tabelle da 4.7 a 4.11) è stata valutata considerando l'indice di determinazione R^2, eseguendo l'analisi della varianza con un livello di significatività del 95% (H_o: varianza spiegata dalla regressione = varianza d'errore o residua, viceversa per l'ipotesi alternativa H_1) e valutando la di distribuzione dei residui. È stato infine eseguito in tabella 4.12 il test-F dell'equazione 4.25 con un livello di significatività del 95% per quantificare statisticamente il miglioramento dell'accordo rispetto alla regressione lineare semplice (H_o: la maggiore complessità del modello polinominale non è statisticamente utile a spiegare la relazione con la variabile dipendente, viceversa per l'ipotesi alternativa H_1)[21].

$$F = \frac{\frac{(SQE_0 - SQE)}{(k-h)}}{\frac{SQE}{(n-k-1)}} \qquad \textit{(Eq. 4.25)}$$

dove

SQE_o è la somma dei quadrati degli errori del modello più "semplice";

SQE è la somma dei quadrati degli errori del modello più "complesso";

k è il numero di parametri del modello più "complesso";

h è il numero di parametri del modello più "semplice";

n è il numero di osservazioni considerate.

[20] Cioè una funzione polinominale che modellizza il valore medio delle osservazioni (per maggiori dettagli si rimanda all'appendice A del presente elaborato).

[21] Sotto l'ipotesi nulla questa statistica test si distribuisce come una variabile casuale F di Fisher con *k-h* e *n-k-1* gradi di libertà.

a

Statistica della regressione	
r	0.889277835
R^2	0.790815067
R^2 corretto	0.790765421
Errore standard	41.88260791
Osservazioni	8430

b

Statistica della regressione	
r	0.755317289
R^2	0.570504207
R^2 corretto	0.570402273
Errore standard	60.01336429
Osservazioni	8430

Tab. 4.7: sommario delle statistiche di regressione: caso 1 *(a)*, caso 2 *(b)*.

	gdl	*SQ*	*MQ*	*F*	*P-value*
Regressione	2	55883675.45	27941837.73	15928.96411	0
Residua	8427	14782246.03	1754.152846		
Totale	8429	70665921.48			

Tab. 4.8: sommario dell'analisi della varianza per il caso 1 (ANOVA per la regressione polinominale).

	gdl	*SQ*	*MQ*	*F*	*P-value*
Regressione	2	40315205.47	20157602.73	5596.840554	0
Residua	8427	30350716.01	3601.603894		
Totale	8429	70665921.48			

Tab. 4.9: sommario dell'analisi della varianza per il caso 2 (ANOVA per la regressione polinominale).

	Coefficienti	*Errore standard*	*Stat t*	*P-value*
Intercetta	238966458.2	12935826.38	18.47322708	1.00043E-74
Variabile X 1	-274.9353186	14.86954345	-18.48982919	7.44299E-75
Variabile X 2	7.90799E-05	4.27308E-06	18.5065403	5.52535E-75

Tab. 4.10: sommario dei *t*-test applicati ai singoli parametri del polinomio di regressione del caso 1.

	Coefficienti	*Errore standard*	*Stat t*	*P-value*
Intercetta	7397785140	305998388.8	24.17589573	6.6572E-125
Variabile X 1	-2866.772961	118.5681592	-24.17826996	6.3087E-125
Variabile X 2	0.000277731	1.14857E-05	24.18064876	5.9778E-125

Tab. 4.11: sommario dei *t*-test applicati ai singoli parametri del polinomio di regressione del caso 2.

F-test	*F*	*P-value*
Caso 1	342.49	0
Caso 2	584.70	0
k	3	
h	2	
Osservazioni	8430	

Tab. 4.12: sommario del test F modello di regressione polinominale vs modello di regressione lineare.

F-test	*F*	*P-value*
Caso 1	45229.97	0
Caso 2	0.0072	0.689
k	4	
h	3	
Osservazioni	8430	

Tab. 4.13: sommario del test F modello di regressione polinominale di secondo grado vs modello di regressione polinominale di terzo grado.

Come si osserva dalla tabella 4.7 i coefficienti di determinazione R^2 sono pari a 0,79 per il caso 1 e 0,57 per il caso 2. Questo significa che rispetto al caso della regressione lineare si ha un incremento nella variabilità totale spiegata dal modello di regressione. Ciò è peraltro confermato dall'analisi della varianza; difatti in entrambi i casi si ha una riduzione della somma dei quadrati dei residui (o errori del modello) rispetto alla regressione lineare. Come evidenziato dal test-F eseguito, tale riduzione è statisticamente significativa. In altri termini, la maggiore complessità del modello polinominale di secondo grado è risultata essere statisticamente utile a spiegare la relazione con la variabile dipendente con un livello di significatività del 95% (il valore della statistica test eccede nettamente i valori critici associati ad una distribuzione F di Fisher k-h e n-k-1 gradi di libertà = 3,84). Si è testata infine anche la possibilità di utilizzare un modello polinominale delle coordinate di terzo grado (caso 1, R^2 = 0,97; caso 2, R^2 = 0,58). Dai risultati riportati in tabella 4.13 emerge che la maggiore complessità del modello di terzo grado è utile a spiegare la relazione con la variabile dipendente con un livello di significatività del 95% solo nella direzione E-O mentre nella direzione N-S il miglioramento dell'accordo è risultato essere trascurabile.

La conoscenza del fenomeno studiato, i risultati della *trend analysis* su condotta e il rispetto del principio della *parsimonia* suggeriscono quindi di modellare il trend mediante una forma polinominale di secondo grado. I coefficienti di tale modello deterministico sono stati determinati mediante una regressione ai minimi quadrati ordinari. La bontà del modello è stata infine valutata mediante la tecnica della validazione incrociata (*R.M.S.E.* polinomio I° = 18,43 m; *R.M.S.E.* polinomio di II° = 6,93 m; *R.M.S.E.* polinomio di III° = 4,32 m).

La distribuzione degli "errori di stima" del *trend* all'interno del dominio *D* considerato è rappresentata in figura 4.12a. Come si nota, la forma polinominale adottata sovrastima e sottostima il valore grezzo della Variabile Regionalizzata in corrispondenza dei punti quotati, senza comunque manifestare una tendenza significativa. Ciò dimostra, come lecito attendersi, che l'algoritmo di stima del trend implementato nella toolbar *Geostatistical Analyst* di ArcGIS (funzione *Global Polynomial Interpolation*) è inesatto poiché la superficie interpolata non onora i dati noti.

Le zone dove il polinomio sovrastima il valore grezzo della VR corrispondono ad aree dove la componente residua assume valori localmente negativi (depressione locale; figura 4.12b), viceversa per le zone di sottostima la componente residua assume valori localmente positivi (rilievo locale; figura 4.12b).

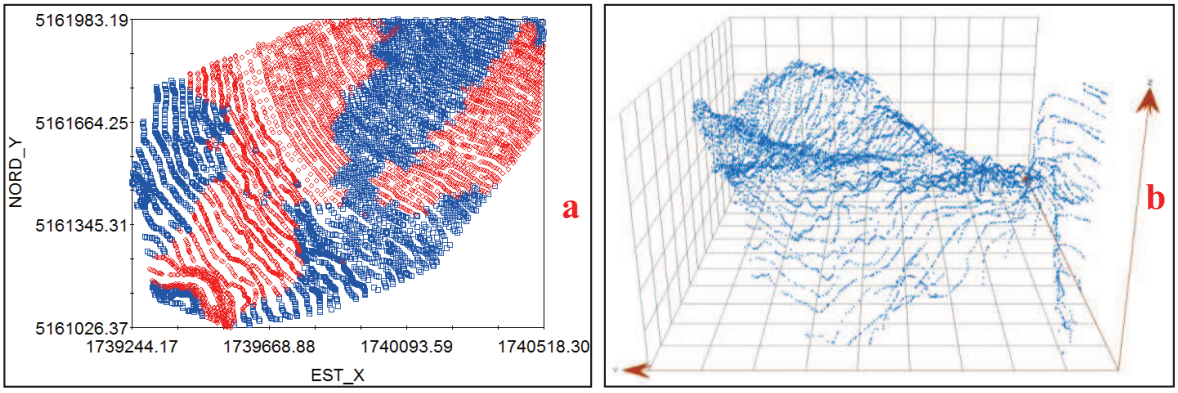


Fig. 4.12: rappresentazione 2D degli "errori di stima" del *trend (a)*: in rosso le zone di sovrastima (residui negativi), in blu le zone di sottostima (residui positivi). In *(b)* dettaglio 3D degli errori di stima del *trend*: si noti la presenza di depressioni e rilievi locali.

In figura 4.13 sono riportati i grafici a dispersione coordinata est – residui (caso 1, figura 4.13a) e coordinata nord – residui (caso 2, figura 4.13b).

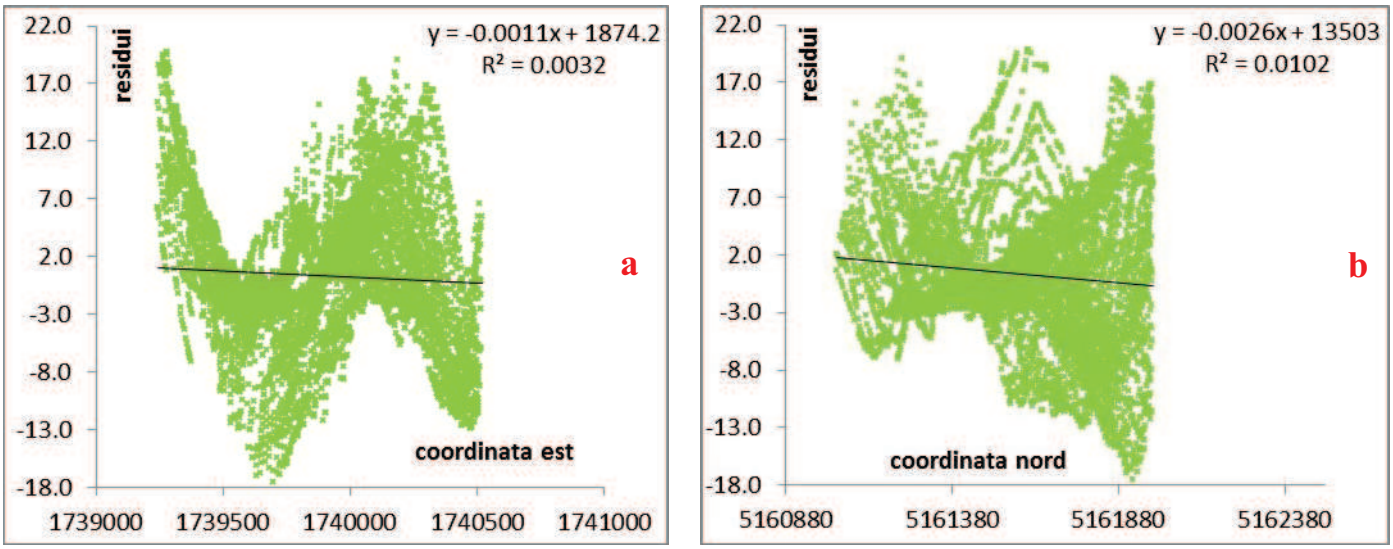


Fig. 4.13: rappresentazione dei diagrammi di dispersione coordinata – residui: *(a)* caso 1; *(b)* caso 2.

Stimato il *trend*, per differenza si è isolata la componente residua della VR oggetto di studio (vedi equazione 4.1). Analogamente a quanto visto per la VR grezza, al fine di descrivere le caratteristiche della componente residua si è fatto ricorso alle mappe a classi di valori (mappa a quintili; figura 4.14), all'istogramma delle frequenze (figura 4.15), al diagramma quantile-quantile (*Q-Q Plot*, figura 4.16) e successivamente ad opportuni indici statistici (misure di posizione, misure di variabilità e misure di forma; tabella 4.14). Inoltre, per approfondire lo studio inerente l'eteroschedasticità della componente residua è stata eseguita in figura 4.17 e 4.18 un'analisi a finestre mobili *(Moving windows statistics)* della media e della deviazione standard (Kernel circolare con raggio pari a 100,00 m). I risultati ottenuti sono stati infine plottati nel diagramma a dispersione media-deviazione standard (figura 4.19).

Ancora, tali operazioni sono state eseguite mediante la toolbar *Geostatistical Analyst* del software commerciale ArcGIS versione 9.3 della *ESRI* e mediante il software commerciale di geostatistica *GS+ Geostatistics for the Environmental Sciences* della *Gamma Software.*

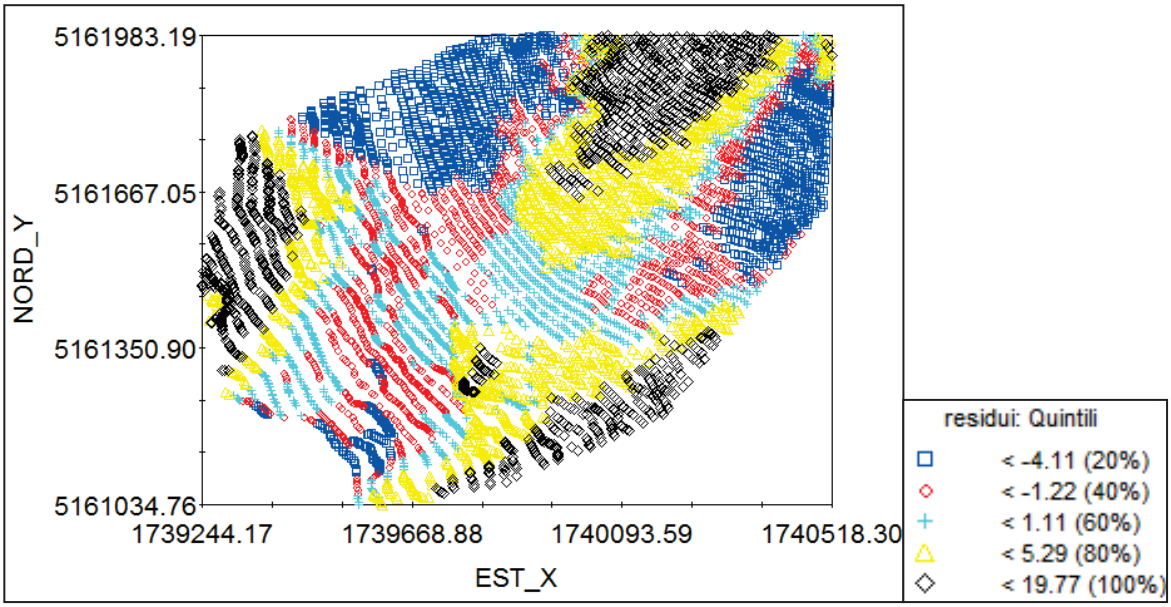


Fig. 4.14: rappresentazione a quintili della componente residua della VR quota.

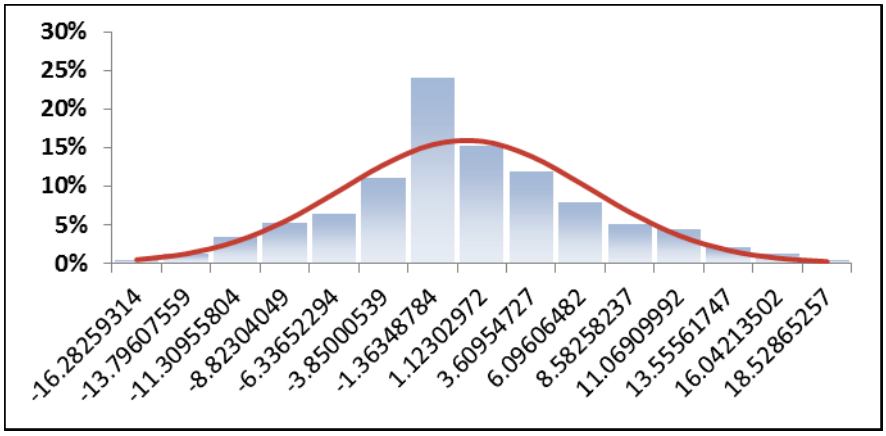


Fig. 4.15: istogramma di frequenza relativa della componente residua della VR quota *(a)* e corrispondente distribuzione di probabilità cumulata o funzione di ripartizione *(b)*.

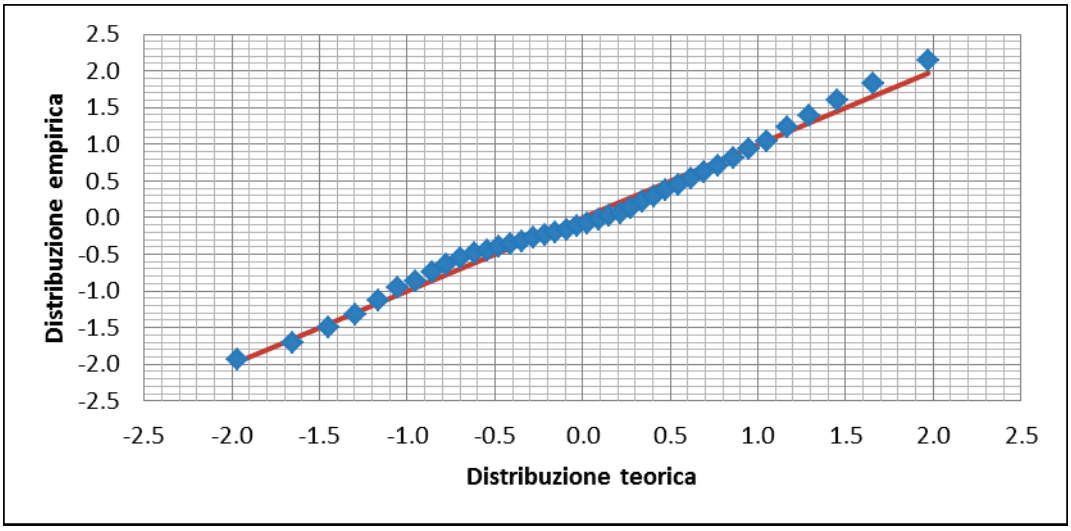


Fig. 4.16: diagramma quantile-quantile della componente residua della VR quota.

VALORE MINIMO	-17,53 m
VALORE MASSIMO	19,77 m
VALORE MEDIO	0,32 m
MEDIANA	-0,20 m
DEVIAZIONE STANDARD	6,15
1-st QUARTILE	-2,92 m
3-st QUARTILE	4,17 m
INDICE DI ASIMMETRIA	0,20
INDICE DI CURTOSI	3,15

Tab. 4.14: misure di posizione, di variabilità e di forma relative alla componente residua della VR quota.

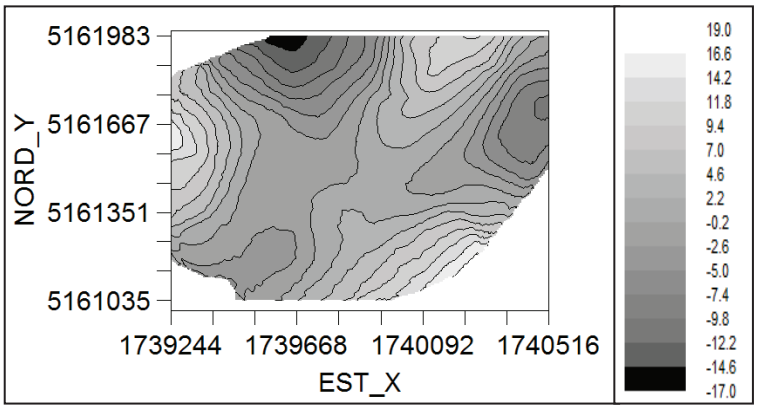


Fig. 4.17: rappresentazione 2D della distribuzione della media della componente residua della VR ottenuta attraverso l'analisi a finestre mobili.

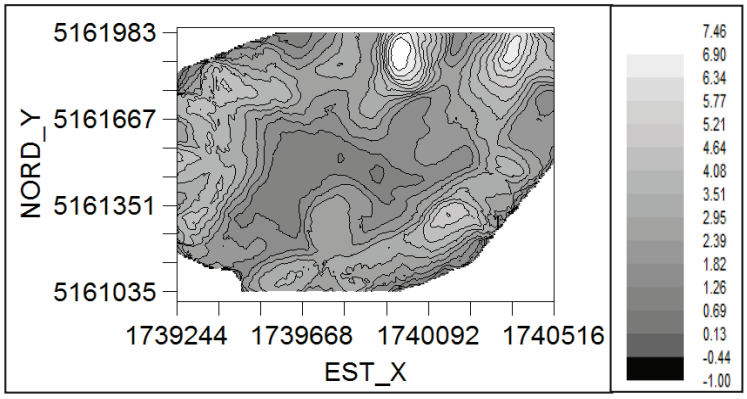


Fig. 4.18: rappresentazione 2D della distribuzione della deviazione standard della componente residua della VR ottenuta attraverso l'analisi a finestre mobili.

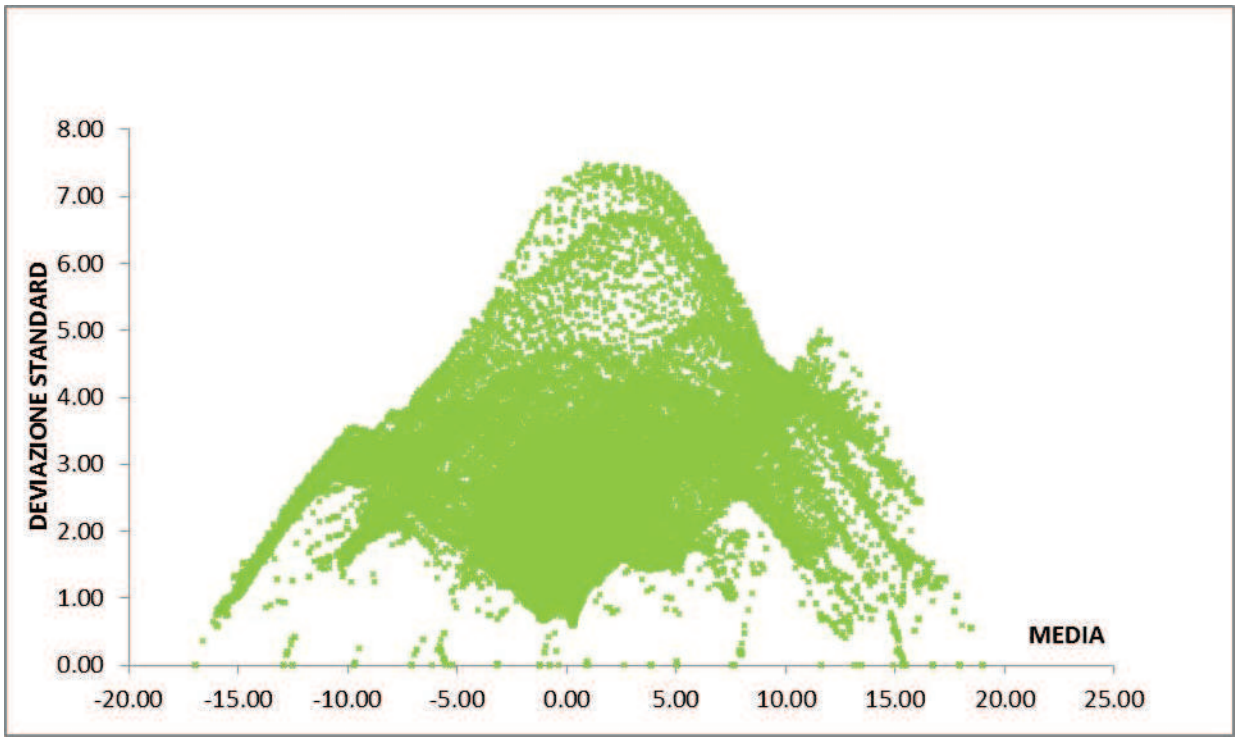


Fig. 4.19: diagramma di dispersione media - deviazione standard della componente residua della VR quota.

Come si osserva dalla mappa a quintili (figura 4.14) la componente residua della VR oggetto di studio non presenta variazioni sistematiche all'interno del dominio *D*. Osservando inoltre le mappe di figura 4.17 e 4.18 si nota l'assenza di una variazione sistematica della media della componente residua e al contempo una distribuzione "random" della sua deviazione standard (valori alti e valori bassi sono distribuiti in maniera casuale all'interno del dominio *D*). La presenza di *effetto proporzionale*[22] è stata valutata tramite la costruzione del diagramma a dispersione media – deviazione standard di figura 4.19. Come si nota, è ragionevole suppore che la variabilità dei dati descritta dalla deviazione standard non dipende dal valore medio (ciò si verifica in condizioni di omoschedasticità). Per raffronto si riporta di seguito il diagramma a dispersione media – deviazione standard costruito sui dati grezzi della VR (figura 4.20). Dalle figure 4.15 e 4.16 è evidente inoltre che la componente residua presenta una distribuzione unimodale, lievemente asimmetrica, che non si discosta eccessivamente da una distribuzione gaussiana.

[22] Ovvero di una relazione lineare tra media e deviazione standard calcolate con l'analisi e finestre mobili.

È doveroso sottolineare che la gaussianità e l'omoschedasticità che caratterizzano la componente residua della VR oggetto di modellizzazione sono elementi a favore dell'affidabilità dei risultati della stima.

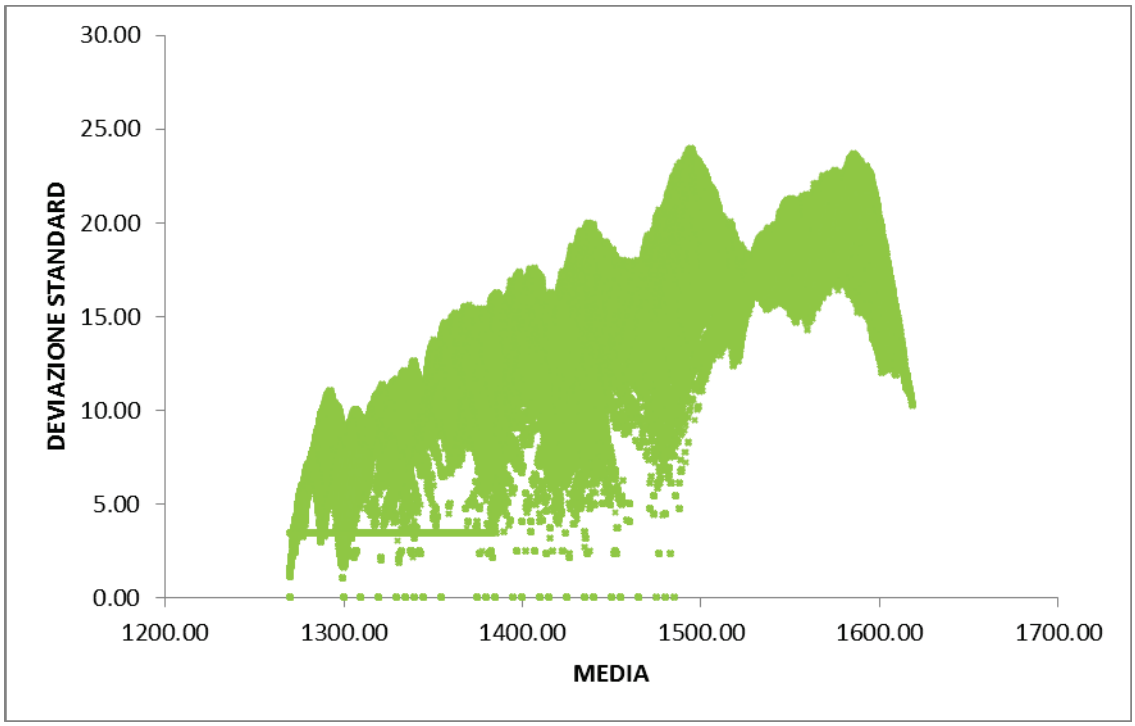


Fig. 4.20: diagramma di dispersione media - deviazione standard della VR quota.

Lo studio della correlazione spaziale *(o analisi strutturale)* sulla componente residua è stato effettuato mediante la costruzione della nuvola di variogramma[23] *(o variogram cloud)* in figura 4.21, l'analisi degli *h-scatterplots*[24] omnidirezionali (per distanze stabilite: 5, 50, 100, 500 m; figura 4.22) ed infine la stima del variogrammi sperimentali ed il successivo adattamento di un modello in grado di riassumere le caratteristiche spaziali riscontrate. Tali operazioni sono state eseguite mediante la toolbar *Geostatistical Analyst* del software commerciale ArcGIS versione 9.3 della *ESRI*, mediante il software commerciale di geostatistica *GS+ Geostatistics for the Environmental Sciences* della *Gamma Software* e mediante il software free *SAGA-GIS* della *SAGA User Group Association*.

[23] Grafico in cui l'insieme delle distanze calcolate per tutte le coppie di dati viene combinato con le differenze al quadrato delle osservazioni.

[24] Si tratta di grafici a dispersione che mostrano tutte le coppie possibili dei valori campionati separati da una certa distanza *(lag)*, in una certa direzione.

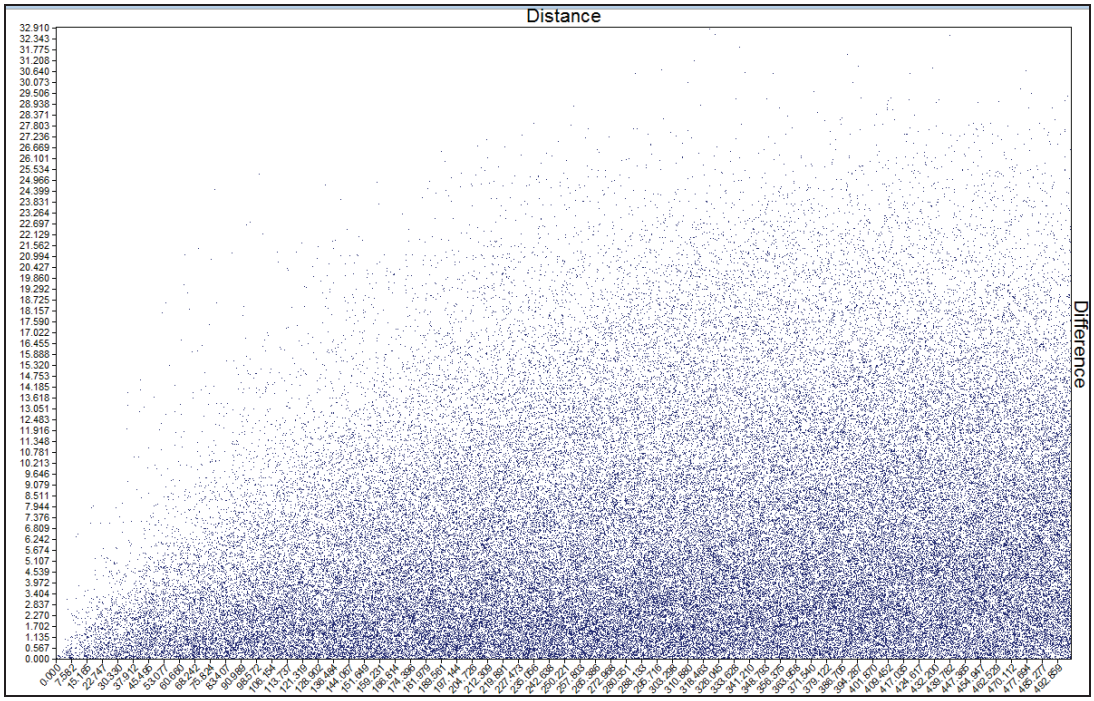


Fig. 4.21: nuvola di variogramma della componente residua della VR quota (*lag size* pari a 5,00 m; *number of lags* pari a 100,00).

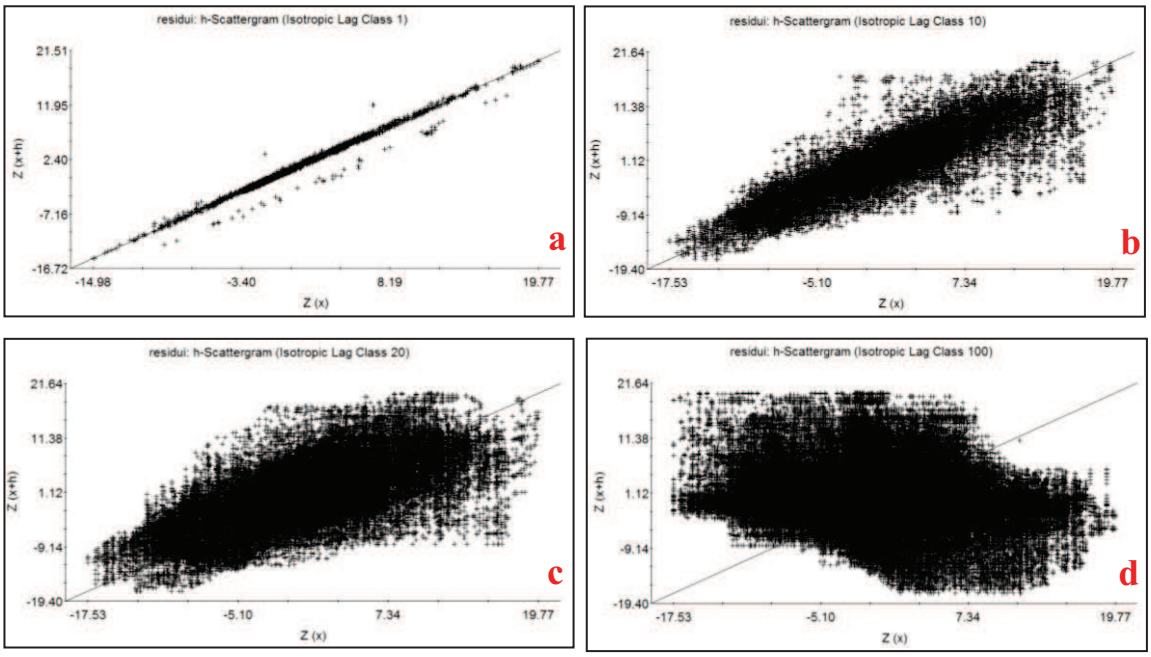


Fig. 4.22: *h-scatterplots* omnidirezionali della componente residua della VR quota. *(a) lag class*: 5,00 m; *indice di correlazione*: 0,99. *(b) lag class*: 50,00 m; *indice di correlazione*: 0,86. *(c) lag class*: 100,00 m; *indice di correlazione:* 0,67. *(d) lag class*: 500,00 m; *indice di correlazione*: -0,32.

Analizzando la nuvola di variogramma è possibile escludere la presenza di valori anomali *(outlayer)* sia globali che locali ed al contempo è possibile affermare che sia rispettata la condizione di stazionarietà. Tale deduzione è peraltro confermata dagli *h-scatterplots* omnidirezionali poiché sebbene la nuvola tenda disperdersi sempre più con l'aumentare della distanza considerata (come peraltro lecito attendersi), il suo centro non si allontana significativamente dalla bisettrice degli assi cartesiani. In tali grafici l'assenza di nuvole di punti distanti dalla bisettrice x-y permette di escludere inoltre la presenza di più popolazioni all'interno del dataset considerato.

Ai fini della modellizzazione del semi-variogramma sperimentale si sono considerati due fattori fondamentali:

- la minima distanza *(h_o)* tra i punti quotati (pari a 3,22 m), dal momento che non è possibile stimare la funzione γ per distanze *h* minori di h_o;
- la massima distanza *dmax* tra i punti quotati (pari a circa 1000,00 m), dal momento che la stima del semi-variogramma può essere effettuata in maniera attendibile fino ad una distanza *h* pari a *dmax/2* (secondo alcuni *dmax/3)*.

Come primo approccio allo studio variografico si è costruito il semi-variogramma sperimentale omnidirezionale imponendo una tolleranza angolare pari a 90° in modo da comprendere tutte le direzioni dei vettori di separazione *h* in un singolo variogramma (figura 4.23). Il semi-variogramma omnidirezionale può essere interpretato come una semi-variogramma mediato su tutti i possibili semi-variogrammi direzionali.

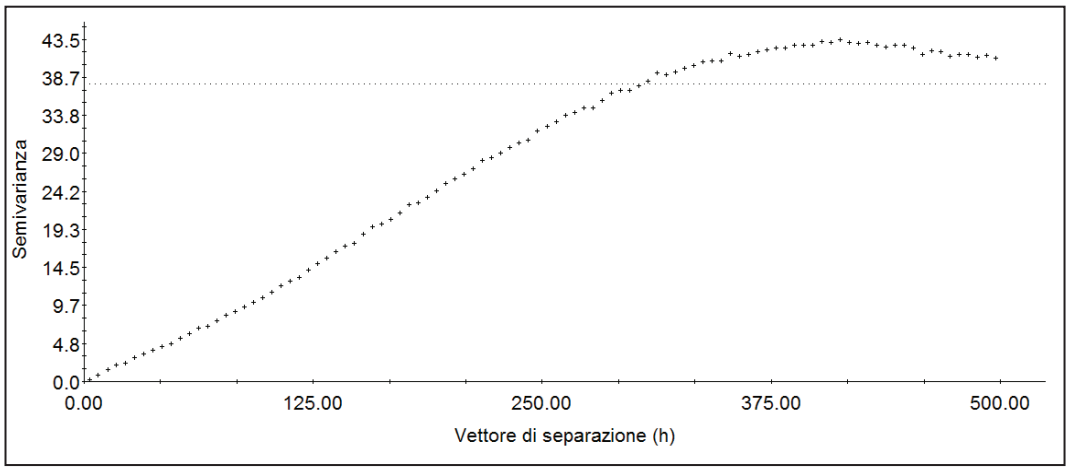


Fig. 4.23: semi-variogramma sperimentale omnidirezionale della componente residua della VR quota.

Osservando la figura 4.23 si nota che la funzione γ parte dall'origine degli assi (assenza di *effetto pepita o effetto nugget*[25]), cresce all'aumentare della distanza *h* considerata per poi stabilizzarsi intorno al valore di soglia *o sella* pari a circa 40,00 (questo comportamento si verifica quando sono soddisfatte le ipotesi di stazionarietà del secondo ordine[26]). Come si nota, nel caso in esame la funzione γ si stabilizza intorno ad un valore di sella leggermente maggiore rispetto alla varianza campionaria pari a 37,88 (linea puntinata orizzontale). In generale, è meglio avere un valore di sella basso che non superi il valore della varianza campionaria poiché questo indica che esistono piccole differenze tra i valori misurati. Il *range*, ovvero la distanza corrispondente al punto in cui la funzione di stabilizza, risulta pari a circa 400,00 m. In generale è meglio avere un range grande poiché ciò indica una buona correlazione spaziale dei campioni per grandi distanze. Per quanto concerne il comportamento della funzione all'origine ciò che si osserva è la presenza di una relazione diretta distanza-semivarianza (comportamento lineare). In tal caso la variabile modellata risulta avere un comportamento regolare all'interno del dominio *D* considerato. La pendenza del ramo ascendete del semi-variogramma sperimentale valutata per una distanza pari al suo range è di circa 10,00%. La pendenza è un buon indicatore della continuità spaziale dei dati all'interno del *D* considerato; in generale è meglio avere pendenze poco accentuate poiché questo indica un graduale cambiamento della variabilità per lunghe distanze.

Dal momento che l'andamento del semi-variogramma omnidirezionale sperimentale presenta una struttura facilmente interpretabile si è ritenuto utile approfondire l'indagine valutando i semi-variogrammi direzionali (al fine di individuare eventuali comportamenti anisotropi della componente residua oggetto di studio). In particolare si sono dapprima calcolati i semi-variogrammi in direzione N-S e E-O utilizzando una tolleranza angolare di 45° (figura 4.24), quindi sono state individuate quattro direzioni fondamentali (ossia 0°,

[25] Il semi-variogramma presenta un *effetto nugget* se:

$$\lim_{h\to 0}\gamma(h)\neq\gamma(0) \qquad \text{con } \gamma(0)=0,$$

ovvero se la funzione γ risulta essere discontinua all'origine.

[26] Il semi-variogramma può anche non essere limitato e dunque crescere indefinitamente rispettando comunque la seguente *condizione di crescenza*:

$$\lim_{h\to\infty}\frac{\gamma(h)}{h^2}=0$$

tale comportamento è caratteristico di un campo aleatorio Z che soddisfa le ipotesi intrinseche e non quelle di stazionarietà del secondo ordine. Nel caso in cui invece la funzione cresca indefinitamente senza rispettare la *condizione di crescenza* suddetta è possibile ipotizzare la presenza di un *trend.*

45°, 90° e 135°) ed è stato utilizzato un valore di tolleranza angolare pari a 22,5° (figura 4.25).

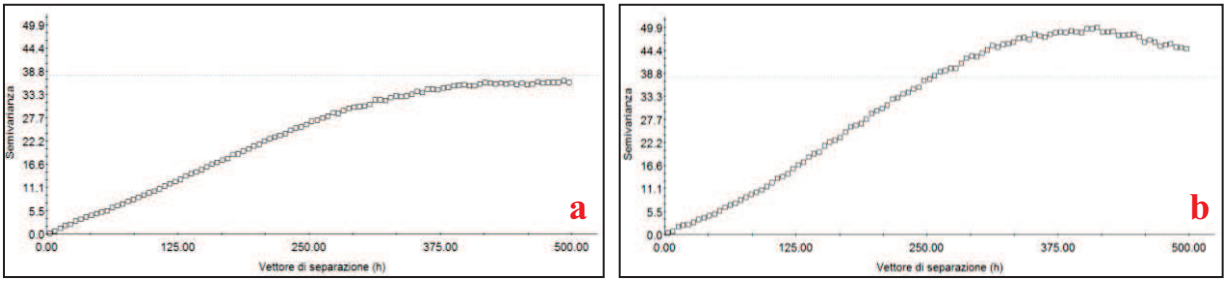


Fig. 4.24: semi-variogrammi sperimentali direzionali: direzione N-S ± 45° *(a)*; direzione E-O ± 45° *(b)*.

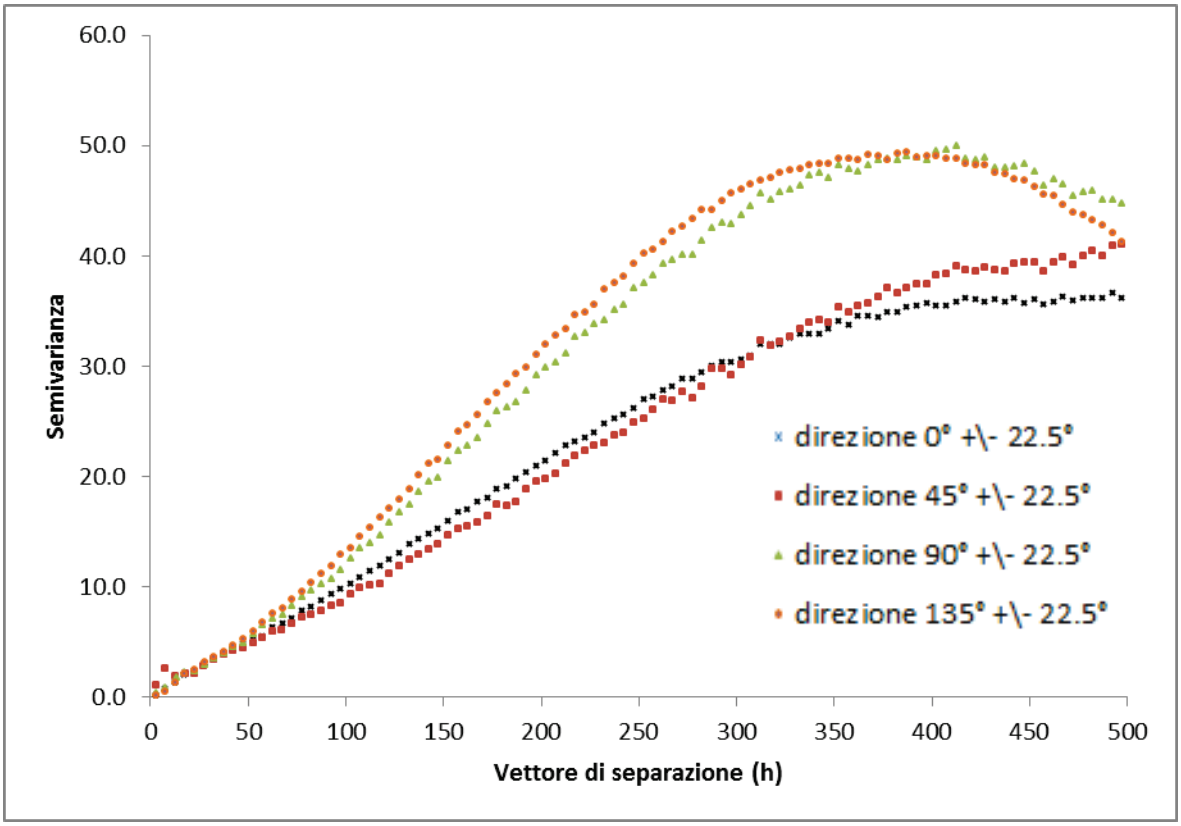


Fig. 4.25: semi-variogrammi sperimentali direzionali della componente residua della VR quota.

Dalla valutazione dei semi-variogrammi direzionali è possibile affermare che la correlazione spaziale della componente residua della VR quota è caratterizzata da variazioni significative lungo le direzioni considerate. In particolare, si rileva la presenza di

una anisotropia mista, geometrica più zonale[27] (con differenze nei valori di sella associate a differenze nel range e anche nel comportamento in prossimità dell'origine). Per identificare gli assi di anisotropia, cioè le direzioni lungo le quali il fenomeno si manifesta più o meno spiccatamente si è elaborata in figura 4.26 e 4.27 la mappa della varianza o superficie del variogramma *(variogram surface)*.

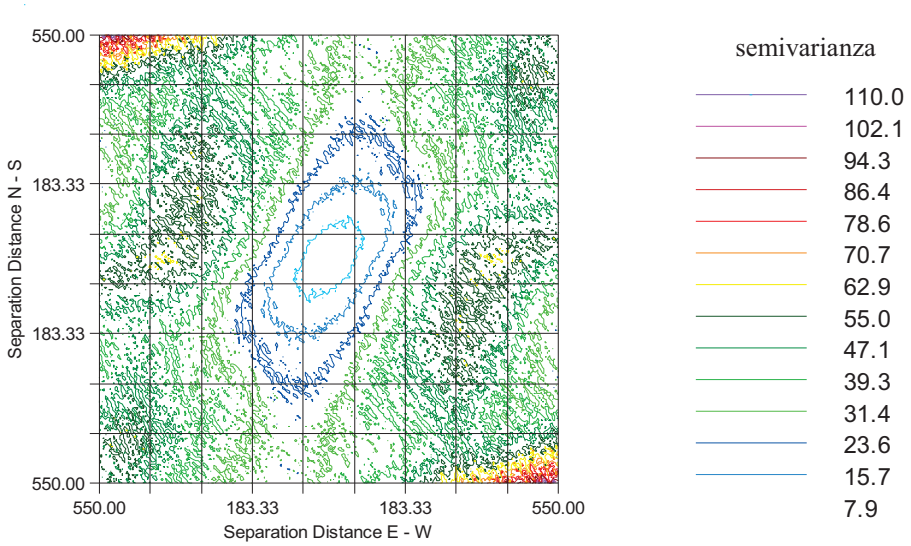


Fig. 4.26: isolinee di semivarianza della componente residua della VR quota.

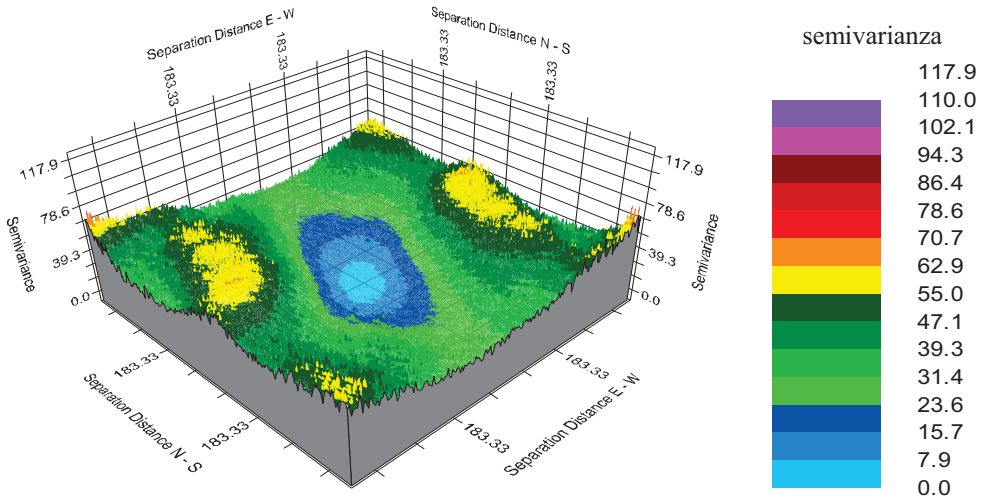


Fig. 4.27: mappa 3D della semivarianza della componente residua della VR quota.

[27] Si è in presenza di anisotropia zonale se i variogrammi direzionali, al variare dell'angolo polare α considerato presentano valori di soglia differenti; viceversa si parla di anisotropia geometrica se i variogrammi direzionali sono caratterizzati dallo stesso modello, dalla stessa sella ma da range differenti.

Fissato lo zero lungo la direttrice N-S, come si nota dalle figure 4.26 e 4.27 gli assi di anisotropia corrispondono alla direzione 30° (direzione di massima continuità spaziale del fenomeno studiato) e 120° (direzione di massima variabilità del fenomeno studiato). Nella modellizzazione del semi-variogramma, ossia nell'adattare al semi-variogramma sperimentale i modelli standard appartenenti alla classe delle funzioni ammissibili proposti in letteratura, si è tenuto conto dell'anisotropia del processo studiato.

Nella fase di modellizzazione del semi-variogramma sperimentale sono stati presi in considerazione più modelli standard (limitando la definizione di modelli annidati rispettando il principio della *parsimonia*) ricercando i parametri di range, sella e nugget che meglio fittano i variogrammi sperimentali nel loro tratto ascendente; in particolare:

- modello gaussiano (figura 4.28) con area di ricerca di vicinaggio circolare di raggio pari a 150,00 e 100,00 m. La dimensione del raggio di vicinaggio è stata definita considerando la distanza entro la quale il modello fitta egregiamente i vari semi-variogrammi direzionali.

$$\gamma(h)\begin{cases} 0{,}90946 & h=0 \\ 41.583 \cdot Gauss(499.68,260.7,29.7) + 0.90946 \cdot Nugget & h>0 \end{cases}$$

  Il modello è composto da un effetto nugget pari a 0,90946 (di cui il 50% è stato imposto come "micro-struttura" e il rimanente come errore sui punti quotati[28]), da un valore di sella (a rigore si tratta del *partial sill* ovvero della soglia depurata dell'effetto nugget) pari a 41,583, da un valore di range massimo di 480,68 e minimo di 260,7 e da una direzione di anisotropia pari a 29,7° dalla direttrice N-S;

- modello circolare (figura 4.29) con area di ricerca di vicinaggio circolare di raggio pari a 100,00 m. La dimensione del raggio di vicinaggio è stata definita considerando la distanza entro la quale il modello fitta egregiamente i vari semi-variogrammi direzionali.

$$\gamma(h)\begin{cases} 0{,}90946 & h=0 \\ 39.468 \cdot Circ(499.96,324.08,26.4) + 0.90946 \cdot Nugget & h>0 \end{cases}$$

[28] Ciò ha come ovvia conseguenza che lo stimatore non è esatto, ovvero la stima in corrispondenza delle localizzazioni campionate sarà diversa dal valore osservato poiché si è filtrata la componente di errore che lo caratterizza.

Il modello è composto da un effetto nugget pari a 0,90946 (ci cui il 50% è stato imposto come "micro-struttura" e il rimanente come errore sui punti quotati[29]), da un valore di sella (a rigore si tratta del *partial sill* ovvero della soglia depurata dell'effetto nugget) pari a 39,468, da un valore di range massimo di 499,96 e minimo di 324,08 e da una direzione di anisotropia pari a 26,4° dalla direttrice N-S;

- modello "stable" (figura 4.30) con area di ricerca di vicinaggio circolare di raggio pari a 100,00 m. La dimensione del raggio di vicinaggio è stata definita considerando la distanza entro al quale il modello fitta egregiamente i vari semi-variogrammi direzionali.

$$\gamma(h)\begin{cases} 0{,}90946 & h=0 \\ 40.382 \cdot Stb(479.15,277.19,28.0,1.8618) + 0.90946 \cdot Nugget & h>0 \end{cases}$$

Il modello è composto da un effetto nugget pari a 0,90946 (ci cui il 50% è stato imposto come "micro-struttura" e il rimanente come errore sui punti quotati[30]), da un valore di sella (a rigore si tratta del *partial sill* ovvero della soglia depurata dell'effetto nugget) pari a 40,382, da un valore di range massimo di 479,15 e minimo di 277,19 e da una direzione di anisotropia pari a 19,28° dalla direttrice N-S.

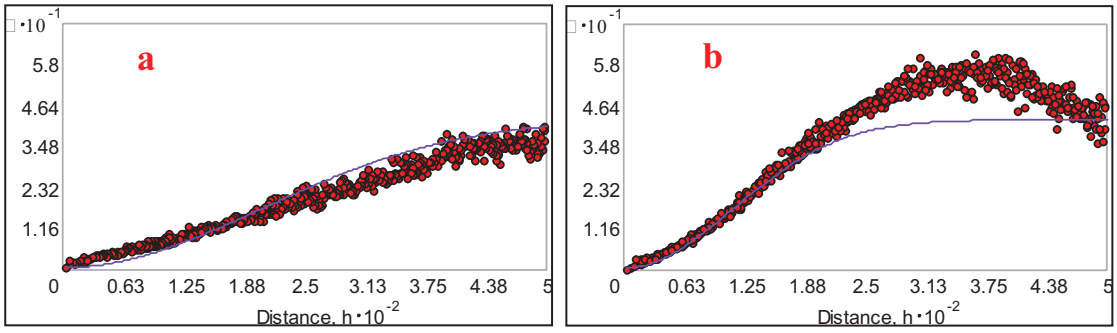


Fig. 4.28: modelli direzionali di fitting gaussiano. *(a)* direzione 30° ± 22.5°; *(b)* direzione 120° ± 22.5°.

[29],[30] Ciò ha come ovvia conseguenza che lo stimatore non è esatto, ovvero la stima in corrispondenza delle localizzazioni campionate sarà diversa dal valore osservato poiché s è filtrata la componente di errore che lo caratterizza. La scelta di modellare gli errori di misura attraverso il termine *nugget* può portare a mappe di predizione più smussate ed a errori standard di predizione più contenuti poiché la componente di varianza legata agli errori di misura insiti nel *nugget* stesso non viene predetta.

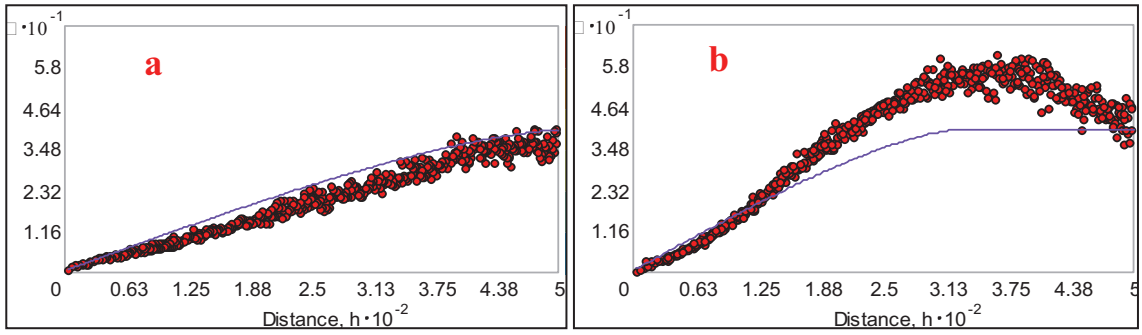


Fig. 4.29: modelli direzionali di fitting circolare. *(a)* direzione 30° ± 22.5°; *(b)* direzione 120° ± 22.5°.

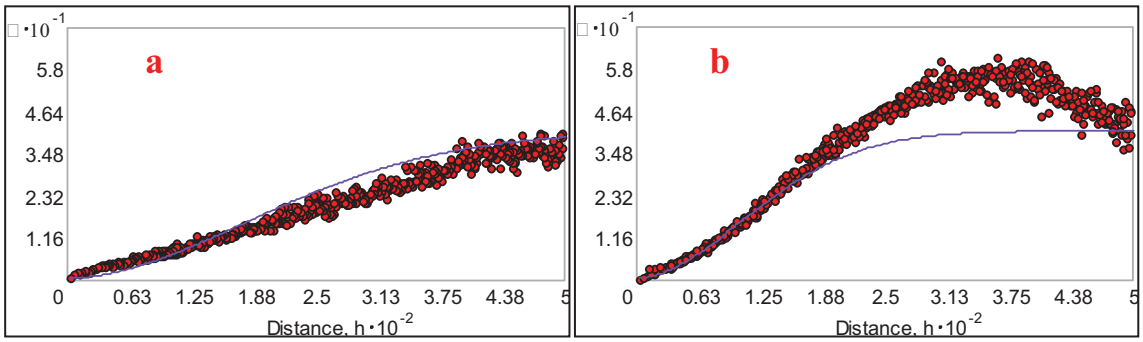


Fig. 4.30: modelli direzionali di fitting "stable". *(a)* direzione 30° ± 22.5°; *(b)* direzione 120° ± 22.5°.

La bontà dei modelli di semi-variogramma empirici è stata valutata preliminarmente mediante la tecnica della validazione incrociata i cui risultati di sintesi sono riportati in tabella 4.15. La situazione ottimale si ha quando l'errore di predizione medio è prossimo a zero (spesso si considera in alternativa il valore medio dell'errore di predizione standardizzato rispetto all'errore standard per eliminare la dipendenza dalla scala spaziale del dato), l'errore quadratico medio è basso, l'errore standard medio è prossimo all'errore quadratico medio di predizione (se l'errore standard medio è maggiore dell'errore quadratico medio si sovrastima la variabilità della predizione, viceversa il contrario), l'errore quadratico medio standardizzato è prossimo a uno (valori superiori sono determinati da una sottostima della variabilità di predizione, viceversa il contrario) e l'indice di correlazione è prossimo all'unità. Come si nota in tabella 4.15 l'errore medio di predizione e la sua forma standardizzata sono prossimi a zero per ciascuno dei modelli empirici utilizzati. Per quanto concerne invece l'errore quadratico medio di predizione il valore massimo è pari a circa 1,10 m mentre quello minimo è pari a 0,57 m; osservando invece la sua forma standardizzata si nota che per i modelli "stable" e circolare il valore è minore di uno (sottostima della variabilità di predizione), viceversa per i modelli empirici gaussiani. L'errore standard medio σ_e risulta essere pari a circa +1,00 m per tutti i modelli

utilizzati (tranne che per il modello "circolare"), ciò significa che esiste il 68% di probabilità che il valore vero della componente residua della VR quota ricada tra $\pm 1\sigma_e$ ($\pm$1,00 m) rispetto al valore stimato (o il 95% di probabilità che ricada tra $\pm 1{,}96\sigma_e$ rispetto alla stima).

Modello	Mean prediction error (m)	Root mean square error (m)	Average standard error (m)	Mean standardized error	Root mean square standardized error	Indice di correlazione
Gaussiano (raggio ricerca 150,00 m)	5,9*10^-3	1.13	0.97	6.2*10^-3	1.17	0,9854
Gaussiano (raggio ricerca 100,00 m)	5,1*10^-3	1,12	0,97	5,4*10^-3	1,16	0,9833
Stable	4,2*10^-4	0,81	1,01	5,3*10^-4	0,81	0,9833
Circolare	-4,8*10^-4	0,57	1,40	-1,8*10^-4	0,41	0,9956

Tab. 4.15: sintesi dei risultati dell'analisi di cross-validazione per i diversi modelli empirici.

I diagrammi a dispersione valore osservato - stima per i diversi modelli empirici sono riportati in figura 4.31, mentre gli istogrammi di frequenza degli errori di stima con i relativi parametri statistici sono riportati in figura 4.32 e in tabella 4.16. Le mappe riportate in figura 4.33 e 4.34 mostrano invece la distribuzione degli errori di stima dei vari modelli all'interno del dominio *D* considerato.

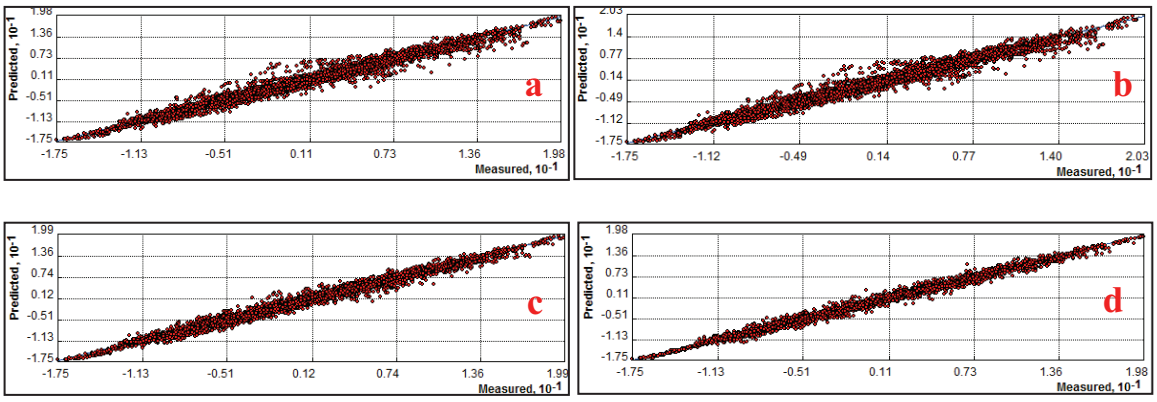


Fig. 4.31: scatterplox valori misurati (ascissa) – valori stimati (ordinata) per i diversi modelli empirici. *(a)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m; *(b)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 150,00 m; *(c)* modello "stable"; *(d)* modello circolare.

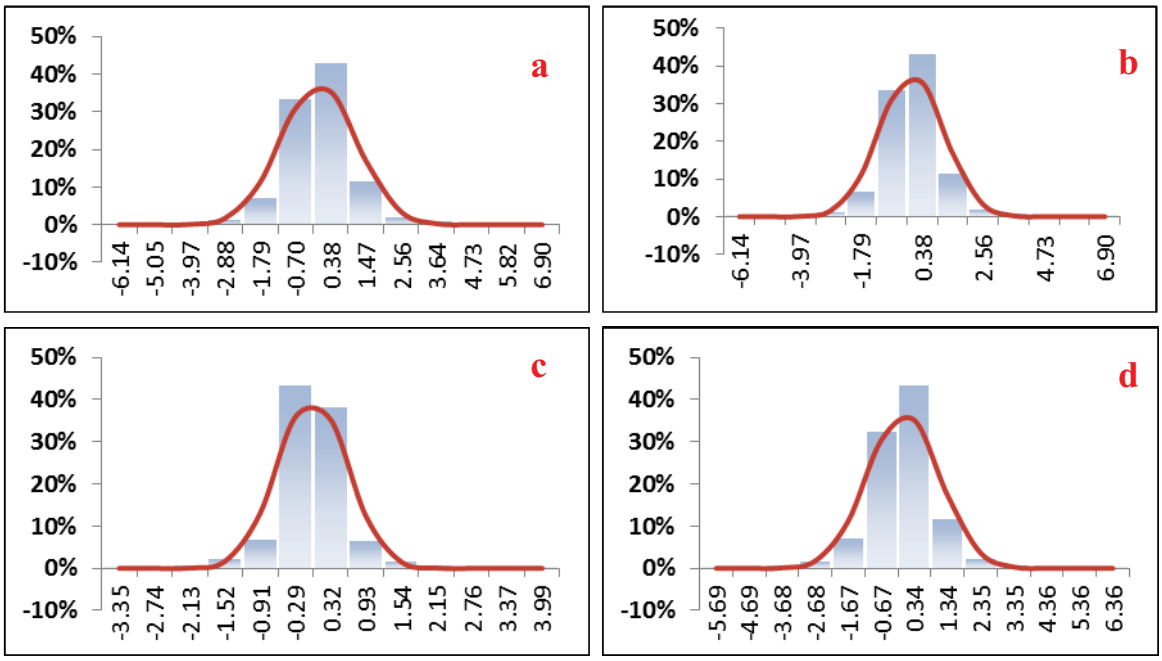


Fig. 4.32: istogrammi di frequenza degli errori di stima per i diversi modelli di semi-variogramma empirici. *(a)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 150,00 m; *(b)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m; *(c)* modello circolare; *(d)* modello "stable".

Modello	Valore minimo (m)	Valore massimo (m)	Valore medio (m)	Mediana (m)	Deviazione standard (m)	Indice di asimmetria	Indice di curtosi
Gaussiano (raggio ricerca 150,00 m)	-6,6836	7,4478	0,0051	-0,0149	1,1096	0,2364	8,2814
Gaussiano (raggio ricerca 100,00 m)	-6,6836	7,4478	0,0058	-0,0172	1,1216	0,2458	8,1300
Stable	-6,1923	4,2919	-0,0005	-0,0062	0,8788	0,0034	8,6566
Circolare	-3,6570	6,8667	0,0028	-0,0180	1,0495	0,1998	7,9553

Tab. 4.16: parametri statistici caratterizzanti le distribuzioni di frequenza degli errori di stima dei vari modelli empirici utilizzati.

Come si nota in figura 4.32 e in tabella 4.16, le distribuzioni di frequenza relativa degli errori di stima sono unimodali, simmetriche, centrate sullo zero e con varianza prossima all'unità. Essendo l'indice di curtosi maggiore di tre tutte le distribuzioni sono leptocurtiche, tuttavia il loro andamento non si discosta molto dalla normale. Questo controllo rappresenta un utile strumento per valutare la bontà delle scelte circa il modello di semi-variogramma empirico.

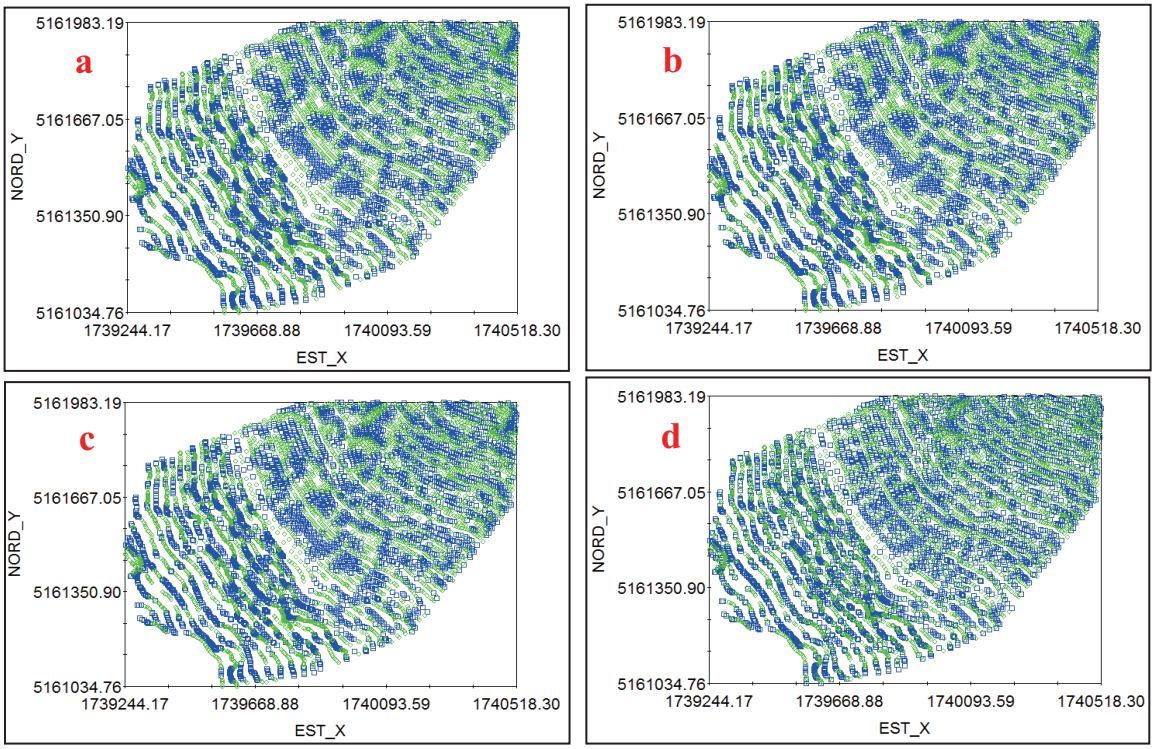


Fig. 4.33: distribuzione degli errori di stima all'interno del dominio *D*: in blu le aree di sottostima, in verde le aree di sovrastima. *(a)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m; *(b)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 150,00 m; *(c)* modello "stable"; *(d)* modello circolare.

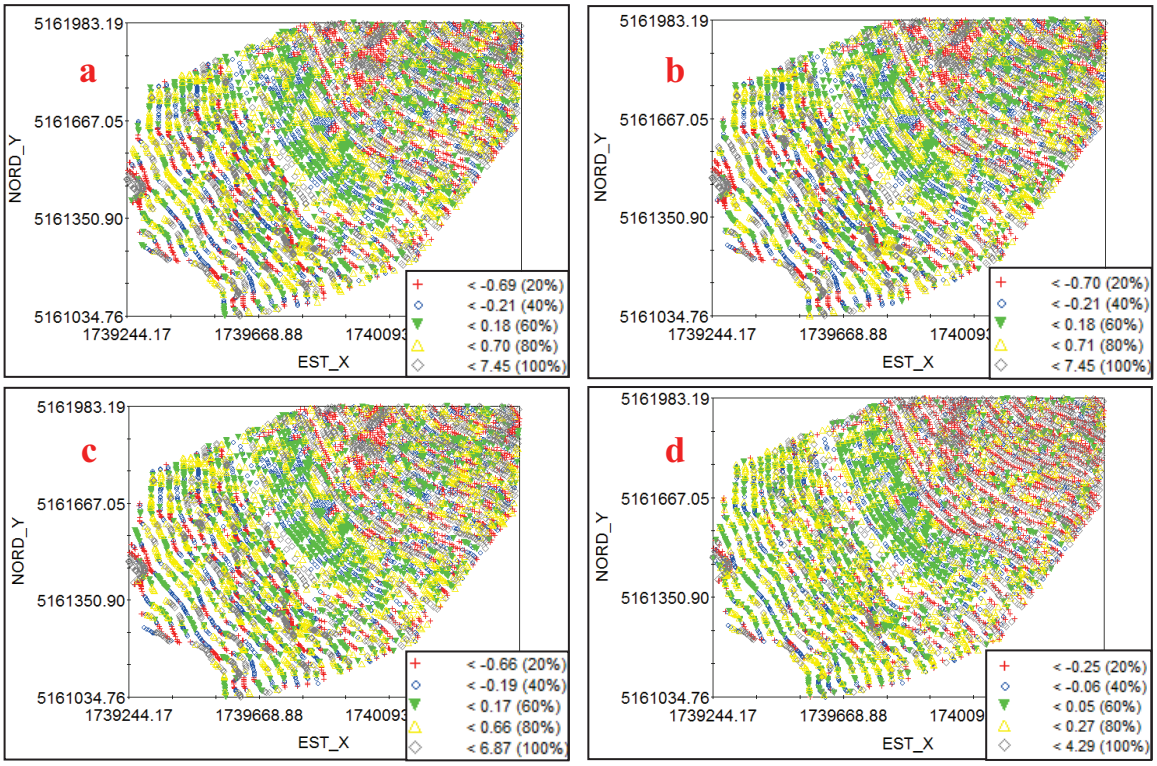


Fig. 4.34: distribuzione dei quintili degli errori di stima. *(a)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m; *(b)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 150,00 m; *(c)* modello circolare; *(d)* modello "stable".

Osservando le mappe di distribuzione degli errori di figura 4.33 si nota che tutti i modelli empirici utilizzati tendono sia a sovrastimare che a sottostimare il valore della componente residua in proporzione pressoché uguale (ad eccezione del modello circolare che ha una tendenza alla sottostima più marcata: 3418 valori su 6680 sono stati sottostimati). Per quanto concerne la distribuzione dei quintili degli errori di stima si osserva che il modello "stable" è quello con i percentili minori ed è inoltre caratterizzato da una sovrastima massima di 4,29 m ed una sottostima massima di -6,19 m; interessante notare anche che la maggior parte della zona medio-bassa del dominio *D* considerato presenta errori di stima pressoché nulli (compresi tra -6,00 cm e +5,00 cm, al più +27,00 cm) mentre la parte medio-alta presenta la distribuzione spaziale maggiore di errori di stima elevati (positivi e negativi) e dunque appartenenti alla prima e all'ultima classe percentile (0-20%; 80-100%). Le mappe degli altri modelli empirici utilizzati mostrano invece una distribuzione più casuale dei percentili degli errori di stima, coi valori maggiori (sia positivi che negativi; prima e ultima classe percentile) localizzati soprattutto nella parte alta sinistra in corrispondenza di una zona di rilevato naturale presente lungo il versante (vedi figura 4.2b).

Data l'elevata numerosità campionaria, per approfondire l'analisi della bontà dei modelli empirici utilizzati si è eseguita altresì una validazione degli stessi su di sub-dataset (detto *test sub-dataset*) estratto in maniera random dal dataset di partenza (proporzione: *training sub-dataset* 70%, *test sub-dataset* 30%). In tal modo la validazione risulta essere indipendente dai dati spaziali utilizzati per la costruzione dei modelli (i risultati di sintesi sono riportati in figura 4.35 e 4.36 ed in tabella 4.17). La situazione ottimale si ha quando l'errore di predizione medio è prossimo a zero (spesso si considera in alternativa il valore medio dell'errore di predizione standardizzato per eliminare la dipendenza dalla scala spaziale del dato), l'errore quadratico medio è basso e l'errore standard medio è prossimo all'errore quadratico medio di predizione. Come si osserva dalle figure 4.35 e 4.36 i modelli empirici utilizzati in generale tendono a sottostimare la componente residua della VR quota (circa il 60-80% dei dati del *test sub-dataset* sono stati sottostimati). Ciò è particolarmente evidente per il modello circolare mentre per i modelli gaussiani tale tendenza è meno marcata. Tuttavia è importante notare dalla distribuzione dei percentili come l'errore positivo massimo sulla componente residua si attesti intorno ai +20,00 m mentre quello negativo massimo su valori comunque non eccedenti -1,00 m.

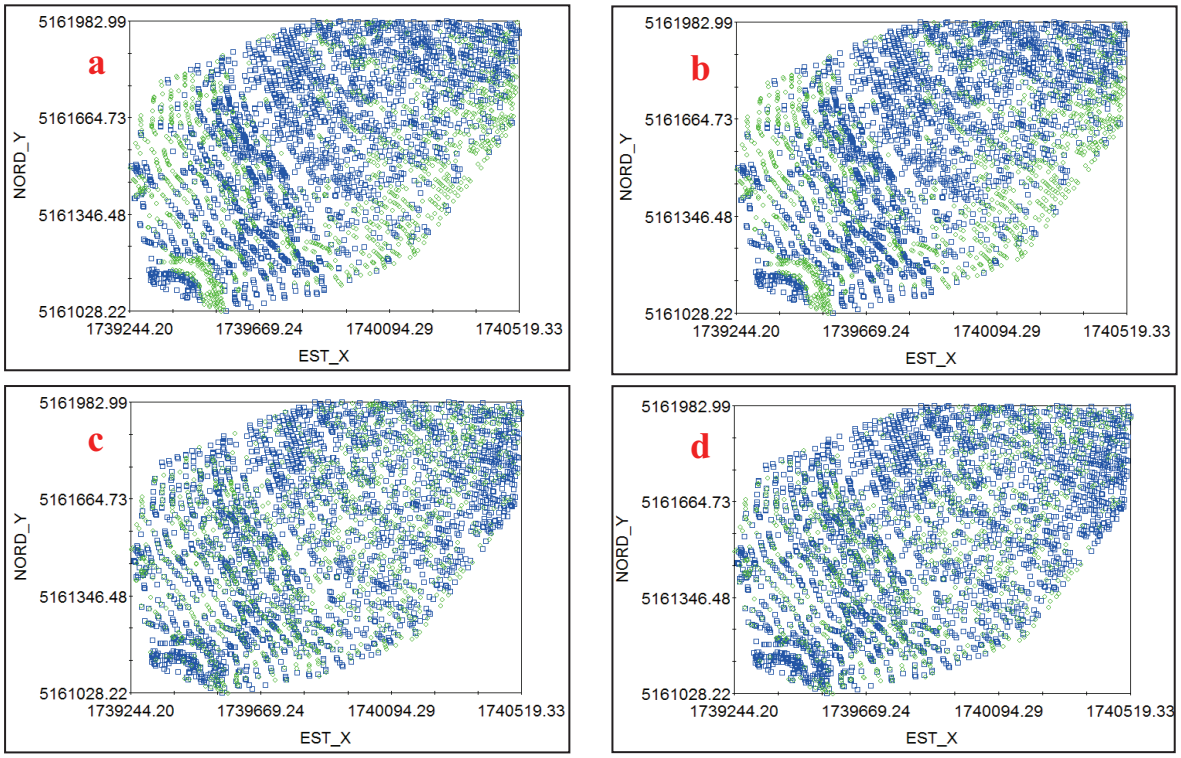


Fig. 4.35: distribuzione degli errori di stima calcolati sul *test sub-dataset. (a)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 150,00 m; *(b)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m; *(c)* modello "stable"; *(d)* modello circolare.

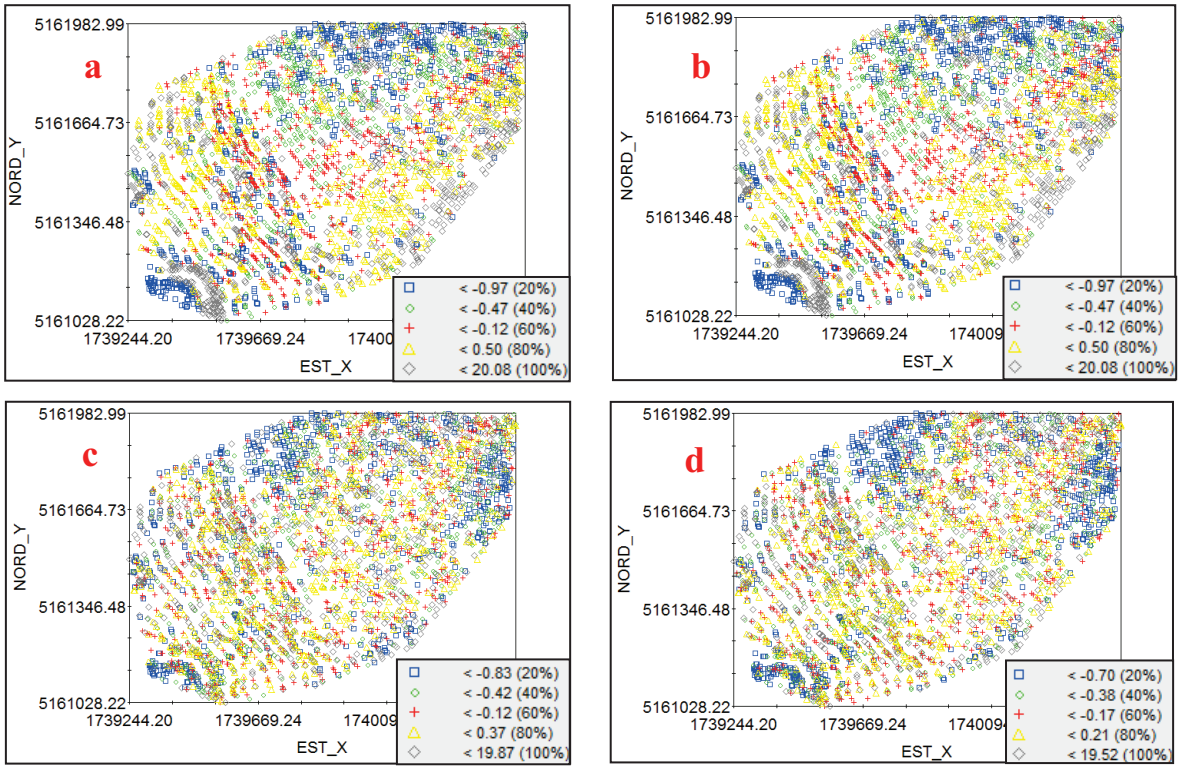


Fig. 4.36: distribuzione dei quintili degli errori di stima calcolati sul *test sub-dataset. (a)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 150,00 m; *(b)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m; *(c)* modello "stable"; *(d)* modello circolare.

Modello	Mean prediction error (m)	Root mean square error (m)	Average standard error (m)	Mean standardized error
Gaussiano (raggio ricerca 150,00 m)	-0,32	3,48	0,81	-0,12
Gaussiano (raggio ricerca 100,00 m)	-0,32	3,48	0,81	-0,09
Stable	-0,31	3,34	0,84	-0,12
Circolare	-0,22	2,98	1,16	-0,11

Tab. 4.17: sintesi dei risultati della validazione condotta sul *test sub-dataset*.

Come si nota in tabella 4.17, l'errore medio di predizione e la sua forma standardizzata assumono valori negativi comunque prossimi a zero per ciascuno dei modelli empirici utilizzati. Per quanto concerne invece l'errore quadratico medio di predizione il valore si attesta intorno a 3,00-3,50 m. Il valore medio dell'errore standard di predizione σ_e risulta essere pari a circa +0,80 m per i modelli gaussiani e il modello "stable" (ciò significa che esiste il 68% di probabilità che il valore vero della componente residua della VR quota ricada tra $\pm 1\sigma_e$ rispetto alla stima, cioè ±0,80 m) mentre per il modello circolare il valore è leggermente superiore (1,16 m; ciò significa che esiste il 68% di probabilità che il valore vero della componente residua della VR quota ricada tra $\pm 1\sigma_e$ rispetto alla stima, cioè ±1,16 m).

E' importante sottolineare che avendo modellato parte dell'effetto nugget come errore di misura si sono ottenute delle mappe dei residui più smussate rispetto al caso del "Kriging esatto". Difatti, nel caso dell'interpolazione esatta la superficie predetta cambia gradualmente nello spazio tranne che in corrispondenza dei punti campionati dove si creano invece delle discontinuità (note come *jumps*)[31]. Tali discontinuità si ritrovano poi anche nella mappa dell'errore standard di predizione poiché in corrispondenza dei punti campionati l'errore standard "salterà" a zero (stima ≡ Valore Vero campionato). Nel caso invece dell'interpolazione inesatta essendo filtrato l'errore di misura tali discontinuità vengono a mancare e ciò determina una smussatura maggiore sia della superficie interpolata che della mappa dell'errore standard di predizione. Un'ulteriore conseguenza

[31] Le discontinuità sono la conseguenza di forzare il passaggio della superficie interpolata in corrispondenza dei punti campionati.

della modellazione degli errori di misura è che l'errore standard di predizione oltre a mancare di discontinuità si assesterà in generale su valori minori all'interno dell'intero dominio *D* considerato *(Johnston et al, 2001)*. Ciò ovviamente si riflette sulla varianza di stima che sarà di conseguenza minore rispetto al "Kriging esatto".

I raster delle mappe di predizione e degli errori standard di stima della componente residua della VR quota ottenute applicando i diversi modelli empirici sono riportate in figura 4.37, 4.38, 4.39 e 4.40. Tali mappe sono state ricavate eseguendo un *gridding* su di una griglia bidimensionale regolare di dimensioni pari a 1x1 m assumendo il supporto di stima puntuale[32] (*Point Kriging*).

Le superfici interpolate finali sono state quindi ottenute sommando la componente deterministica (ovvero la parte fisica del processo studiato) e la componente residua (ovvero la parte stocastica del processo studiato) della VR quota. I rilievi ombreggiati uni-azimutali dei D.T.M. così ricavati sono riportati in figura 4.41.

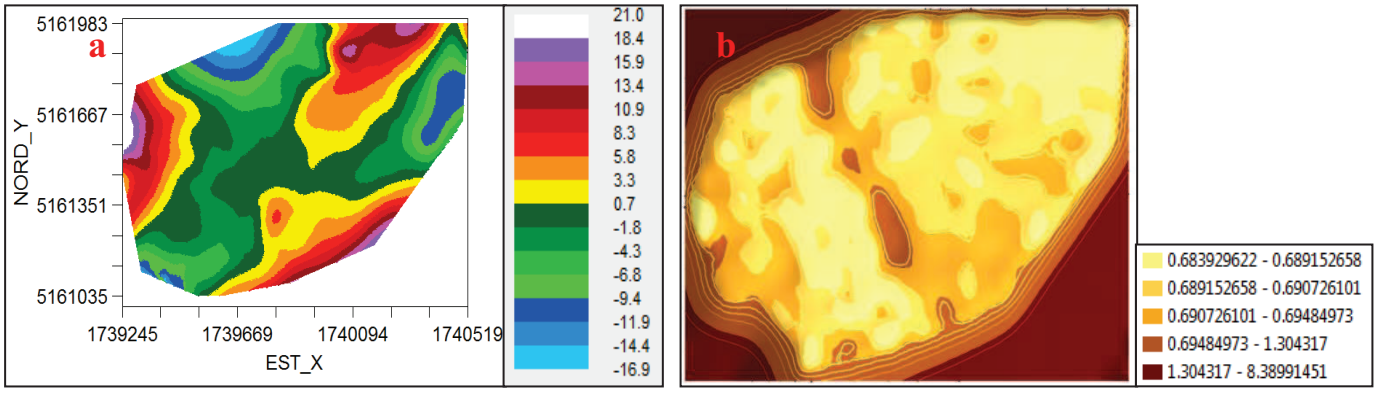


Fig. 4.37: filled colors prediction map *(a)* e rappresentazione a quintili della prediction standard error map *(b)* della componente residua della VR quota: modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 150,00 m.

[32] Il supporto di stima è l'entità geometrica sulla quale la VR considerata è definita; essa è caratterizzata dalle sue dimensioni e dalla sua forma. Quando le dimensioni sono molto piccole rispetto alla scala di lavoro il supporto è da considerarsi puntuale. In molte situazioni la predizione viene eseguita su supporti areali; si tratta di una generalizzazione del Kriging nota come *Block Kriging*. In genere, questo tipo di interpolazione porta a mappe di predizione più smussate ed a una varianza di stima più contenuta rispetto al *Puntual Kriging* poiché in questo caso la componente di varianza descritta dal *nugget* viene filtrata.

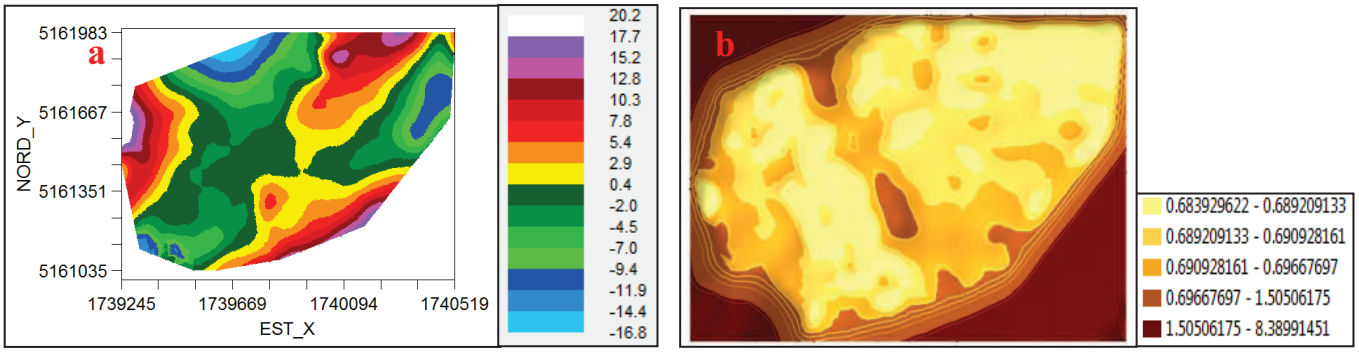


Fig. 4.38: filled colors prediction map *(a)* e rappresentazione a quintili della prediction standard error map *(b)* della componente residua della VR quota: modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m.

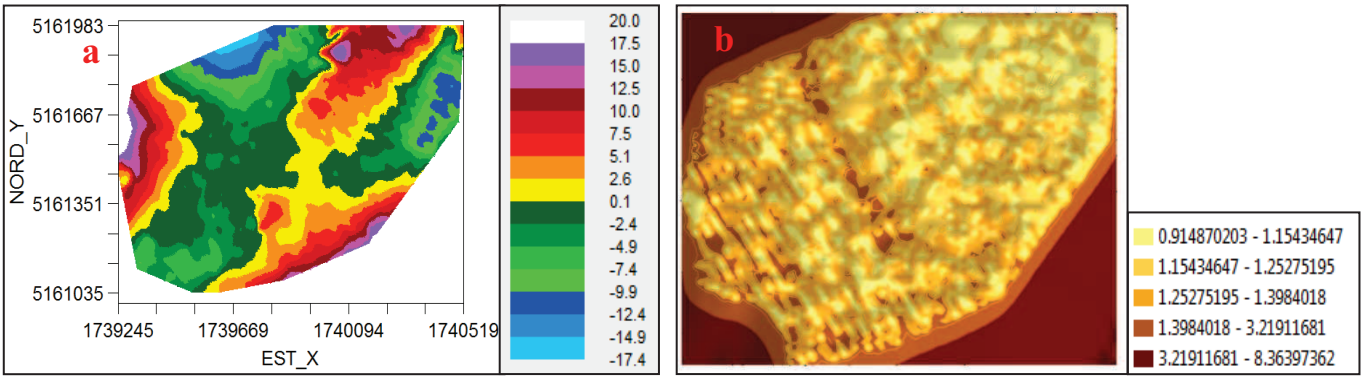


Fig. 4.39: filled colors prediction map *(a)* e rappresentazione a quintili della prediction standard error map *(b)* della component residua della VR quota: modello circolare.

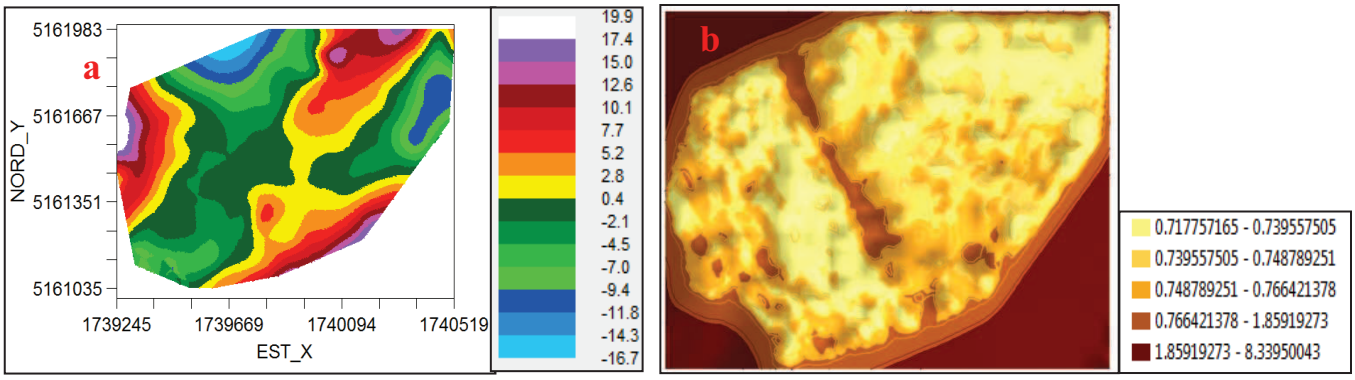


Fig. 4.40: filled colors prediction map *(a)* e rappresentazione a quintili della prediction standard error map *(b)* della component residua della VR quota: modello "stable".

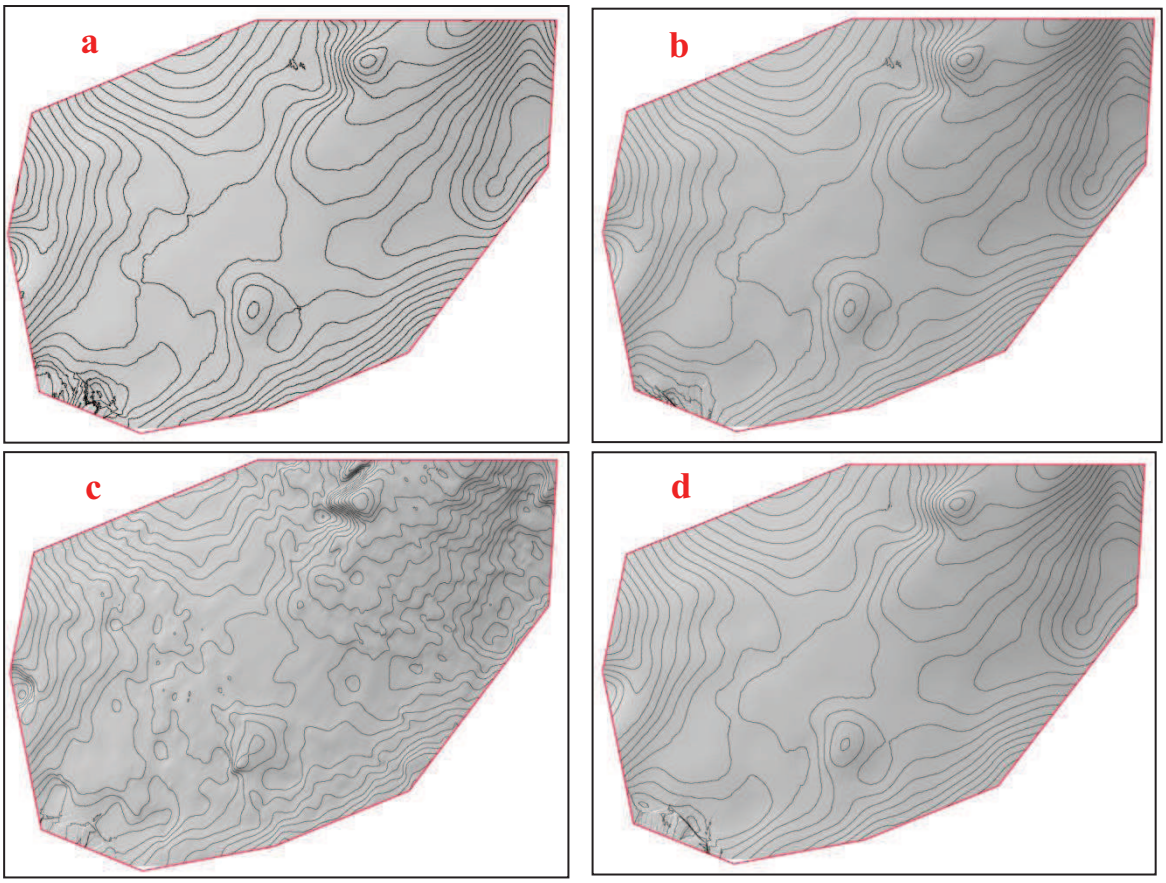


Fig. 4.41: rilievi ombreggiati uni-azimutali dei D.T.M. ottenuti mediante interpolazione geostatistica. *(a)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m; *(b)* modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 150,00 m; *(c)* modello circolare; *(d)* modello "stable".

Come si nota in figura 4.41 il modello digitale ottenuto applicando il semi-variogramma empirico circolare è quello che conserva la maggiore variabilità orografica (minore smussatura e quindi maggiore irregolarità della superficie interpolata). Tuttavia si nota ancora la presenza di un marcato effetto "gradonatura" legato alla presenza di pianori fittizi nella parte alta del dominio oggetto di studio, anche se l'irregolarità è nettamente minore rispetto a quella che caratterizza i modelli digitali ottenuti mediante la triangolazione di *Delaunay* e il metodo del Vicinato Naturale (vedi figura 4.2a e 4.3a). I modelli digitali ottenuti applicando i semi-variogrammi empirici gaussiano e "stable" presentano invece un grado di smussatura maggiore il quale ha permesso di "filtrare l'effetto "gradonatura"[33]. Sono tuttavia conservate alcune discontinuità topografiche di rilievo sia nella parte alta che nella parte bassa delle superfici interpolate ottenute.

[33] Ciò è anche in parte dovuto all'aver effettuato una interpolazione "inesatta".

4.2.4 Scelta del modello digitale del terreno da utilizzare nelle simulazioni numeriche

La scelta del modello digitale del terreno da utilizzare nelle simulazioni numeriche si è basata sull'analisi dei rilievi ombreggiati uni-azimutali delle superfici interpolate ottenute, sull'analisi delle mappe delle pendenze e dell'indice topografico di openess (sia positivo che negativo) e sull'analisi del comportamento-risposta del modello numerico a celle *D.F.R.M.* (vedi capitolo 8 e appendice B) al variare della base topografica impiegata. In particolare, sono state eseguite diverse simulazioni numeriche a parametri costanti (tabella 4.18) e si è valutata per ogni superficie interpolata la risposta del modello numerico in termini di aderenza con la carta delle erosioni-depositi reale (vedi figura 1.15). L'aver assunto i parametri del modello numerico costanti ha permesso da un lato di ottenere una serie di risultati comparabili direttamente tra di loro e dall'altro di valutare la variazione di comportamento del modello stesso unicamente in relazione alla base topografica utilizzata. Le mappe raster di output ottenute sono riportate in figura 4.42 (modello numerico pseudo-bifase "versione 112_2") e in figura 4.43 (modello numerico bifase "versione 120").

Minimum Flow Depth for Routing (m)	0,01
Superior Deposition Angle (°)	14,00
Superior Deposition Velocity (m/s)	1,00
Egashira Erosion Coefficient	0,50
Egashira Deposition Coefficient	1,00
Concentrazione solida media	0,60
Concentrazione del sedimento secco a riposo	0,70
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,10
Inferior Erosion Velocity (m/s)	distribuito (da file)
Inferior Erosion Angle (°)	distribuito (da file)
Inferior Limit Angle for Debris Flow Routing (°)	5,00
Deposition Multipler for Inferior Limit Angle	5,00

Tab. 4.18: parametri utilizzati nelle simulazioni numeriche condotte sulle diverse superficie interpolate.

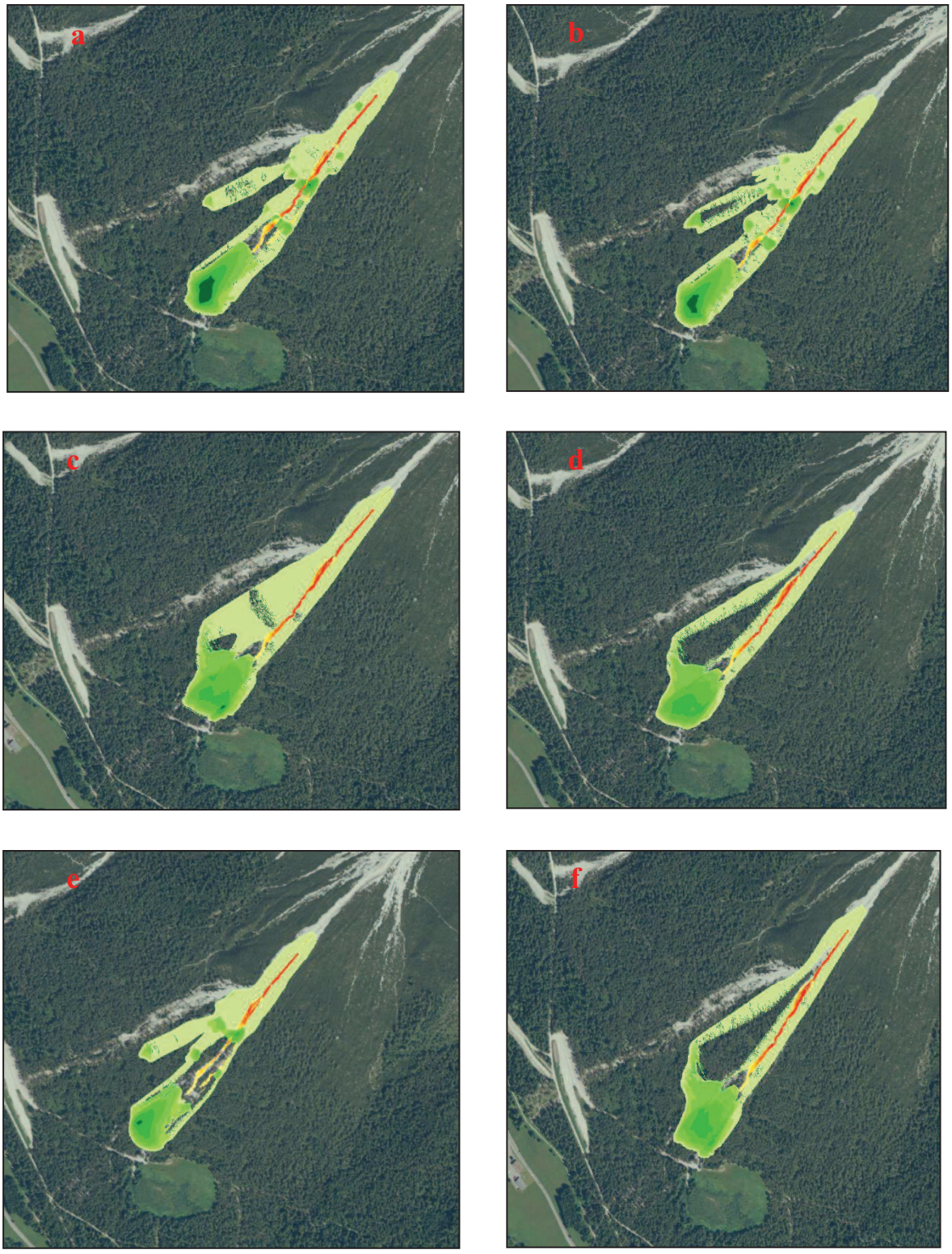


Fig. 4.42: mappe ottenute applicando il modello pseudo-bifase "versione 112_2" alle diverse superfici interpolate. (a) mappa ottenuta mediante la triangolazione di Delaunay; (b) mappa ottenuta mediante il metodo del Vicinato Naturale; (c) mappa ottenuta mediante il modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m; (d) mappa ottenuta mediante il modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca pari a 150,00 m; (e) mappa ottenuta mediante il modello circolare; (f) mappa ottenuta mediante il modello "stable". In tonalità di rosso le aree in erosione; in tonalità di verde le aree in deposito.

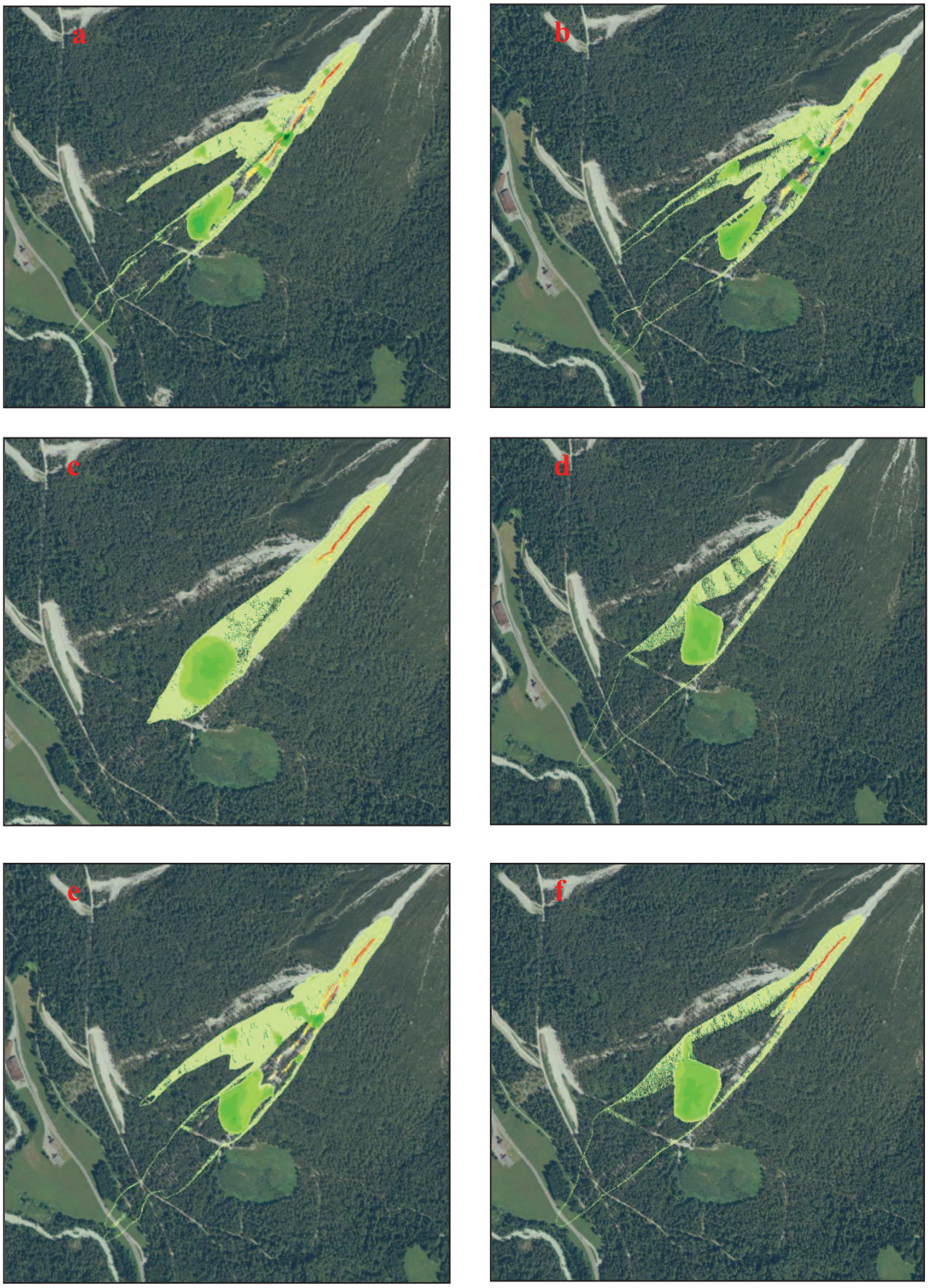


Fig. 4.43: mappe ottenute applicando il modello bifase "versione 120" alle diverse superfici interpolate. (a) mappa ottenuta mediante la triangolazione di Delaunay; (b) mappa ottenuta mediante il metodo del Vicinato Naturale; (c) mappa ottenuta mediante il modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m; (d) mappa ottenuta mediante il modello gaussiano con raggio dell'area di ricerca pari a 150,00 m; (e) mappa ottenuta mediante il modello circolare; (f) mappa ottenuta mediante il modello "stable". In tonalità di rosso le aree in erosione; in tonalità di verde le aree in deposito.

Come si nota sia in figura 4.42 che in figura 4.43 le mappe ottenute utilizzando come base topografica i D.T.M. ottenuti con la triangolazione di *Delaunay*, col metodo del Vicinato Naturale e con il modello di semi-variogramma circolare oltre a presentare una lingua di deposito non reale nella destra idraulica del nuovo canale di incisione (probabilmente dovuta alla forte irregolarità topografica della fascia centrale dei modelli digitali ottenuti: "effetto argine fittizio") si caratterizzano per la presenza di fasce di deposito trasversali alla linea di massima pendenza (conseguenza tipica della presenza di pianori fittizi). I D.T.M. ottenuti coi modelli di semi-variogramma "stable" e gaussiano hanno fornito invece dei risultati discreti. In particolare il D.T.M. ottenuto col modello di semi-variogramma gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m si è dimostrato essere quello in grado di rispecchiare maggiormente l'evento reale, non solo in termini di estensione e forma dell'area interessata dalla colata detritica ma anche per quel che riguarda la distribuzione degli processi di deposito e soprattutto di erosione.

Alla luce delle analisi condotte e su descritte si è deciso di utilizzare come base topografica nelle simulazioni numeriche il D.T.M. ottenuto per via geostatistica col modello di semi-variogramma empirico gaussiano con raggio dell'area di ricerca di vicinaggio pari a 100,00 m.

5. PREPARAZIONE DEL *D.T.M.* DEL CONOIDE DEL RIO LAZER

Nel presente capitolo dopo una breve introduzione inerente la procedura adottata ai fini della raccolta delle informazioni storiche indispensabili per l'intero processo di back-analisi dell'evento di colata del novembre 1966, viene descritta la procedura seguita per la realizzazione del *Digital Terrain Model (D.T.M.)* del conoide del bacino del Rio Lazer rappresentante il dominio di calcolo dei modelli numerici utilizzati.

5.1 Recupero delle informazioni storiche

Il recupero delle informazioni storiche, punto di partenza propedeutico dell'intero processo di back-analisi dell'evento di colata occorso il novembre del 1966 sul bacino del Rio Lazer, si è articolato in cinque distinte fasi:

- raccolta di tutte le risorse multimediali disponibili sul web relative all'area del Primiero prima e dopo l'alluvione del novembre 1966;
- raccolta della documentazione storica, sia scritta che fotografica, dell'alluvione del 1966 (giornali e riviste dell'epoca, report fotografici, libri e cartoline storiche) conservata presso l'archivio della Biblioteca Comunale di Fiera di Primiero;
- colloqui e scambio di informazioni e materiale digitale con liberi professionisti della zona operanti nel settore ambientale-territoriale (si ringrazia in particolare il Dott. for. Erwin Filippi Gilli, il Dott. geol. Bancher Mariano, il Dott. geol. Bonat Mario, il Dott. for. Grisotto Silvio e il Dott. Arch. Fincato Marco responsabile dell'Ufficio Tecnico del Comune di Siror);
- interviste dirette alla gente più anziana del luogo residente nel centro di Siror e nell'adiacente zona del conoide del Rio Lazer allo scopo di reperire informazioni e testimonianze dirette circa l'evento alluvionale occorso il 4/11/1966 (si ringrazia in particolare il Sig. Longo Bruno);
- analisi approfondita e cernita di tutto il materiale, documentazione e informazioni storiche reperite per le necessità di questo lavoro tecnico-scentifico.

5.2 Modello digitale del conoide

Il modello digitale dell'intero bacino del Rio Lazer è stato ottenuto mediante interpolazione con operatori locali dei punti ground del volo LiDAR 2009 eseguito dalla Provincia Autonoma di Trento su tutto il territorio di competenza. L'elevata densità di punti a terra ha permesso di ottenere un DTM ad alta risoluzione geometrica (celle di 1,00 m). Tale base topografica è stata dunque modificata ad hoc nella sola parte del conoide per riportarla alle condizioni esistenti prima dell'evento alluvionale del novembre 1966 (figura 5.1). In particolare, sono state effettuate le seguenti operazioni:

- inserimento dei soli edifici presenti sul conoide nel 1966 mediante foto-interpretazione di documenti storici;
- eliminazione della vasca di deposito a monte della briglia filtrante di valle (in quanto non esistente) e ricalibratura digitale dell'alveo a partire dall'ultima sezione utile del cunettone di valle;
- eliminazione dei ponti per evitare la formazione di ostruzioni fittizie dell'alveo e consentire la propagazione della colata detritica così come avvenuto nel 1966.

L'inserimento degli edifici ha avuto lo scopo di ottenere una base topografica per lo scorrimento della colata detritica con i reali ostacoli esistenti nel 1966 (abitazioni, fienili e rimesse) i quali, con la loro presenza, potevano deviare il flusso oppure determinare situazioni ideali ai fini della deposizione della fase solida della mistura. Tale operazione non è risultata agevole sia perché le immagini storiche reperite mancano di ortogonalità col suolo (rendendo di conseguenza impossibile qualsiasi operazione di georeferenziazione se non per mezzo di deformazioni non accettabili) sia perché tali immagini non riprendono l'intero conoide ma solo parte di esso. Si è dovuto quindi cercare di comprendere quali edifici dovessero essere eliminati o modificati nelle loro dimensioni, geometria e posizione attraverso interviste dirette agli abitanti del luogo. Tutti i manufatti sono stati inseriti nel DTM come opere 2D a sviluppo verticale costante pari a 5,00 m. Ai fini dell'eliminazione della vasca di deposito sottesa a monte della briglia filtrante di valle si è reso necessario sostituire i punti quotati reali ottenuti da volo LiDAR con dei punti fittizi disposti in modo tale da prolungare verso monte la geometria trapezoidale dell'ultima sezione utile del cunettone di valle. A tali punti è stata dunque associata una quota calcolata considerando la pendenza media delle linee di sponda e del fondo del Rio in quel tratto. In totale sono state

ricreate dieci sezioni fittizie ciascuna caratterizzata da cinque punti artificiali (cresta e piede delle sponde in destra e sinistra idrografica e centro alveo). Infine per l'eliminazione dal DTM delle ostruzioni fittizie dell'alveo create dalla presenza dei due ponti ubicati lungo il conoide si è proceduto con l'abbassare la quota delle singole celle dell'impalcato utilizzato il pre-processore *"Visualizzatore"* del *TRENT2D Workspace.*

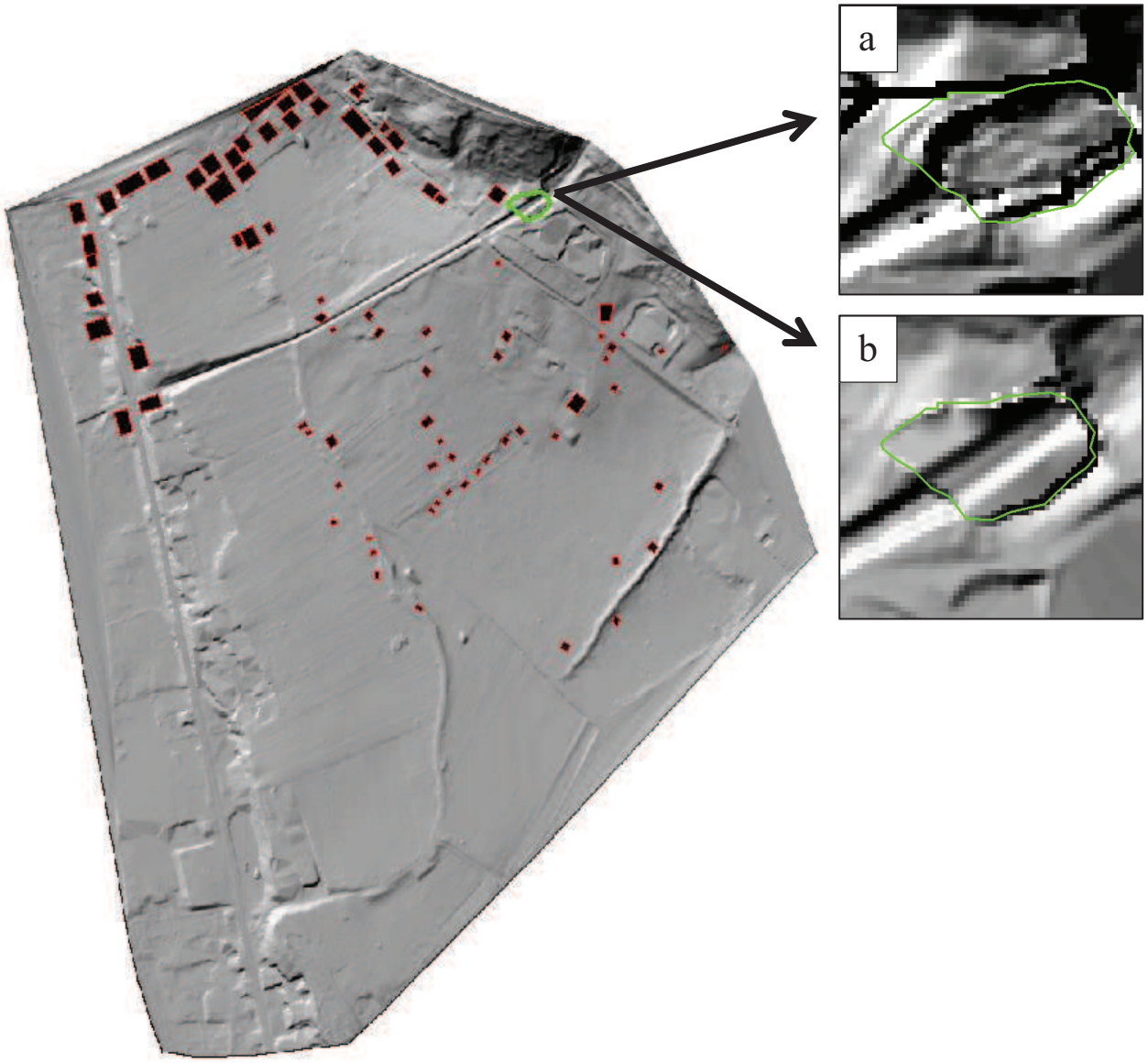


Fig. 5.1: rilievo ombreggiato uni-azimutale del dtm del conoide del Rio Lazer ricondotto alle condizioni esistenti prima dell'alluvione del 1966. In nero gli edifici allora presenti, sia ad uso residenziale che rurale. In *(a)* e in *(b)* la vasca di deposito rispettivamente prima e dopo la ricalibratura digitale dell'alveo.

6. IL MODELLO DI INNESCO DELLA COLATA DI DETRITO

Nel seguente capitolo si introduce il modello matematico impiegato per simulare l'innesco delle colate di detrito e per calcolare l'idrogramma solido-liquido del miscuglio *(Gregoretti & Degetto 2012)* implementato nel software GIS AdB-Toolbox (si rimanda alla letteratura dedicata per qualsiasi ulteriore approfondimento).

6.1 Il modello matematico di innesco della colata di detrito

Una corrente superficiale che scorre su di un letto di sedimenti, esercita uno sforzo tangenziale sul letto stesso che è funzione della velocità del flusso e che può essere tale da indurre la genesi di processi erosivi. Maggiore è l'inclinazione del fondo, maggiore è la velocità della corrente a parità di altre condizioni (ad esempio di portata), maggiore è la forza di trazione esercitata dal flusso sul fondo e quindi la sua capacità erosiva. Un'ulteriore forza destabilizzante per il letto di sedimenti è la componente della forza peso nella direzione del moto ($W \cdot sen\theta$) che, trascurabile a basse pendenze, assume sempre più rilevanza all'aumentare del gradiente topografico (figura 6.1a).

Per inclinazioni del fondo superiori in genere a 15-16°, la forza di trascinamento esercitata dalla corrente e dalla componente della forza peso nella direzione del moto sono in grado di mobilitare quantità di sedimento tali da essere disperse lungo tutta la normale alla direzione del moto originando quindi un miscuglio solido-liquido noto alla comunità scientifica col termine di colata detritica. La capacità di una corrente liquida di mobilizzare la quantità di sedimenti necessaria a generare una colata di detrito viene stimata confrontando la portata della corrente, Q in figura 6.1b, con un valore critico della portata per l'innesco di una colata, Q_{CRIT} in figura 6.1c. Il valore di Q_{CRIT} viene calcolato mediante formule empiriche e dipende dal gradiente del canale e dalla dimensione media dei sedimenti. Tale valore è nettamente superiore al valore critico relativo al *bedload*.

Gregoretti & Dalla Fontana (2008) hanno simulato mediante modello idrologico le portate di picco corrispondenti a 30 eventi di colata avvenuti nella valle del Boite negli anni 1992-2006 e di cui era noto lo ietogramma della precipitazione responsabile degli eventi stessi. È quindi stato calcolato il valore di Q_{CRIT} mediante due formulazioni

empiriche ottenute da dati sperimentali di laboratorio (che pongono Q_{CRIT} funzione dell'inclinazione del fondo *(ϑ)* e del diametro medio *(d_M)* dei sedimenti presenti sul fondo), ed è stato confrontato con la portata di picco dei deflussi superficiali simulati. Dal confronto (figura 6.2) si evince che la relazione empirica proposta da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)* rappresenta un inviluppo inferiore, ovvero propone un valore di Q_{CRIT} che risulta inferiore a tutti i valori di picco simulati. Si associa pertanto alla loro formulazione empirica il valore soglia (o critico) dei deflussi superficiali per la formazione di una colata di detrito.

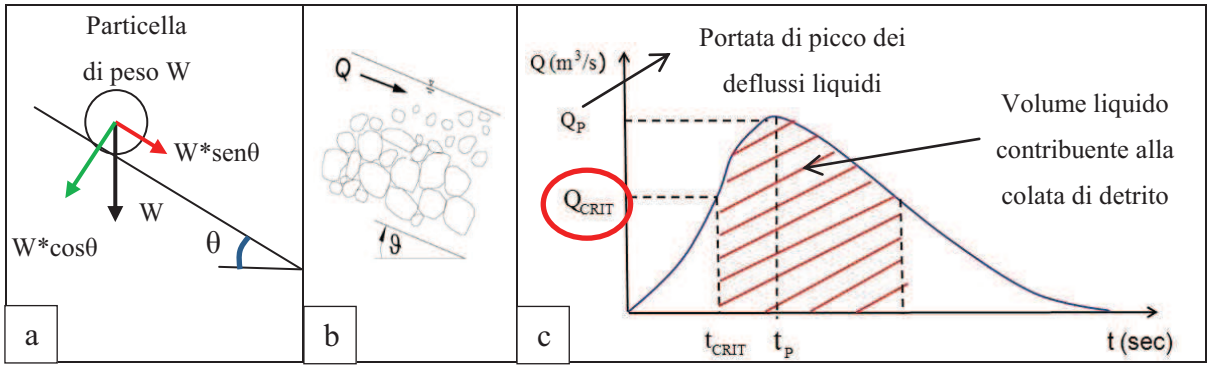


Fig. 6.1: *(a)* azione destabilizzante della forza peso del singolo sedimento; *(b)* corrente liquida di portata Q che scorre su di un letto di sedimenti erodendolo; *(c)* volume liquido contribuente alla colata tratteggiato in rosso.

$$q^* = \frac{Q_{CRIT}}{d_M^{1.5}\sqrt{\frac{\rho s}{\rho} - 1}}$$

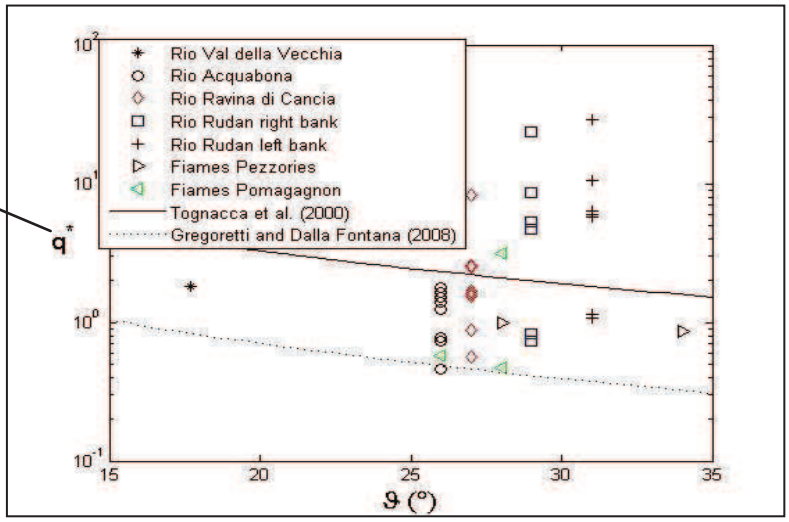


Fig. 6.2: confronto tra i valori di portata critica in forma adimensionalizzata q^* secondo le relazioni di *Tognacca & Bezzola (2000)* e *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)* con i valori di picco dei deflussi superficiali corrispondenti a 30 eventi di colata detritica e simulati con il modello idrologico cinematico distribuito di *Gregoretti & Dalla Fontana (2008).*

Le espressioni in forma dimensionale della relazione empirica proposta da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)* e da *Tognacca & Bezzola (2000)* sono rispettivamente (equazione 6.1 e 6.2)[1]:

$$q_{CRIT} = 0.78 \frac{d_M^{1.5}}{\tan \vartheta^{1.27}} \qquad \textit{(Eq. 6.1)}$$

$$q_{CRIT} = 4.00 \frac{d_M^{1.5}}{\tan \vartheta^{1.17}} \qquad \textit{(Eq. 6.2)}$$

Risulta evidente che la formula proposta da *Tognacca e Bezzola (2000)* fornisce dei valori di un ordine di grandezza maggiori rispetto a quelli ottenuti dall'applicazione della formula proposta da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)*. Ne risulta che la formula di *Tognacca & Bezzola (2000)* non riesce a considerare eventi di intensità minore che hanno comunque generato una colata di detrito.

Alla luce di quanto fin qui detto, una colata detritica si forma solo se il deflusso superficiale supera il valore soglia Q_{CRIT}. In questo caso il volume liquido contribuente alla formazione della colata di detrito è quello per cui viene soddisfatta la condizione $Q > Q_{CRIT}$ (area tratteggiata in figura 6.1c).

Durante la propagazione di un flusso detritico in regime granulo-inerziale, il materiale di maggior dimensioni, per effetto delle *pressioni dispersive*, raggiunge la testa del flusso, la quale viene comunemente chiamata *"fronte della colata"* (figura 6.3b). Essa risulta quindi costituita dal materiale di pezzatura maggiore ed è caratterizzata dalle profondità del flusso più elevate. La colata in questo caso si presenta quindi con un fronte carico di sedimenti ed un corpo caratterizzato da profondità e concentrazione solido-volumetrica decrescenti (figura 6.3a).

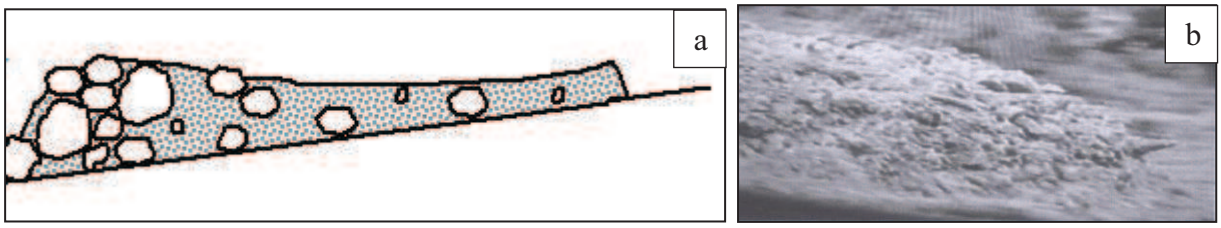


Fig. 6.3: *(a)* dissezione di un flusso detritico che si propaga verso valle. *(b)* fronte della colata.

[1] Si precisa che le relazioni empiriche proposte da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)* e da *Tognacca & Bezzola (2000)* sono valide nel caso in cui la colata di detrito sia innescata per effetto idrante su falda detritica *(firehose effect)*.

Di conseguenza l'idrogramma delle profondità di una colata, ovvero l'andamento in funzione del tempo delle profondità di una colata in un punto definito del canale su cui essa si propaga, ha un andamento triangolare con un lato ascendente molto ripido ed uno discendente più dolce. In figura 6.4 è riportato l'idrogramma delle profondità registrato alla stazione di monitoraggio del bacino da colata dell'Illgraben (Svizzera) in occasione di un evento verificatosi nel Giugno del 2001.

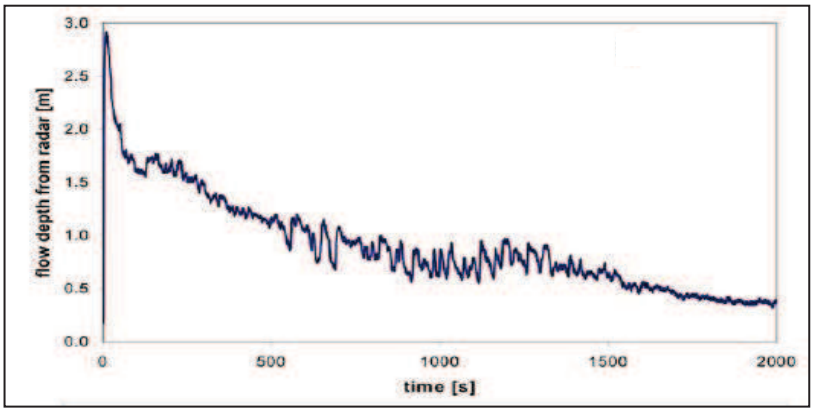


Fig. 6.4: idrogramma delle profondità di una colata di detrito registrato alla stazione di monitoraggio del bacino dell'Illgraben (Svizzera) il 28/06/2001 *(Zanuttig & Lamberti, 2007)*.

Una colata si può anche presentare con più impulsi, ovvero con più onde detritiche che si propagano nel tempo separate da un certo intervallo. In figura 6.5 si riporta a titolo di esempio l'idrogramma di colata registrato alla stazione di monitoraggio del Rio Acquabona (Cortina d'Ampezzo, BL) il giorno 17/8/1998. Come si nota, sono presenti 8 impulsi concentrati in un lasso temporale di 15 minuti (tempi tra 800 e 1600 secondi).

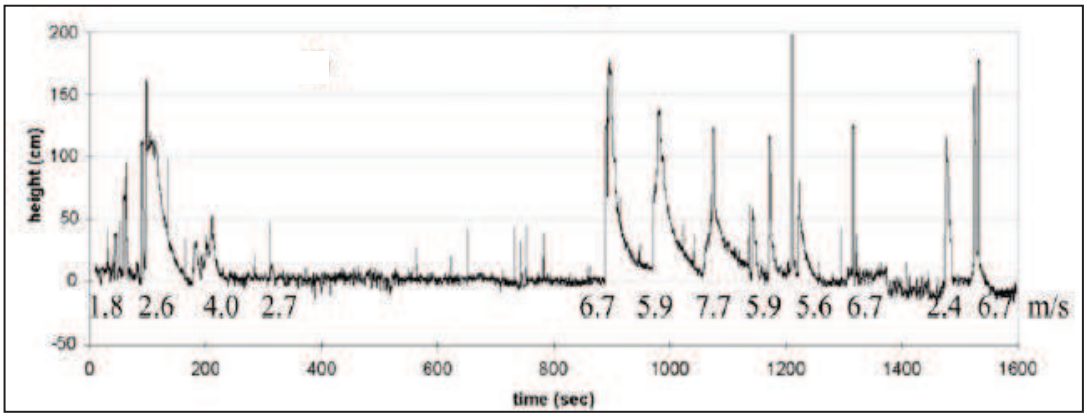


Fig. 6.5: idrogramma delle profondità di una colata di detrito registrato alla stazione di monitoraggio di Acquabona (Cortina d'Ampezzo, BL) il 17/08/1198 *(Berti et al., 2000).*

6.2 Il modello matematico dell'idrogramma solido-liquido della colata di detrito

Gregoretti & Degetto (2012) hanno proposto un modello matematico per individuare l'idrogramma solido-liquido di una colata di detrito a partire dai deflussi liquidi superficiali, il quale è stato successivamente implementato su piattaforma GIS nell'ambito del progetto *Interreg IIIb PARAmount dell'Alpine Space Programme (Degetto & Gregoretti, 2012).*

Il volume di deflusso liquido contribuente alla colata detritica, V_R, è quello per cui viene soddisfatta la condizione $Q > Q_{CRIT}$. A questo volume di deflusso liquido viene associato un volume di sedimento e/o la concentrazione volumetrica della fase solida in corrispondenza del fronte della colata e tramite l'applicazione del principio di conservazione della massa si ottiene l'idrogramma solido-liquido del miscuglio.

L'applicazione del principio di conservazione della massa permette di esprimere la portata totale della colata Q_T in funzione del volume solido V_S o della concentrazione della fase solida del miscuglio $C_{S-V} = V_S / V_T$ (con V_T = volume totale della colata di detrito) e rispettivamente si ha (equazioni 6.3 e 6.4):

$$Q_T = \frac{Vs(1 + (1 - C_*)S/C_*) + V_R}{V_R} Q \qquad \textit{(Eq. 6.3)}$$

$$Q_T = \frac{1}{1 - (1 - S)\, C - CS/C_*} Q \qquad \textit{(Eq. 6.4)}$$

dove

C^* è la concentrazione della fase solida a riposo *(dry sediment concentration)*;

S è la percentuale di saturazione dell'ammasso solido che si mobilizza divisa per 100;

C è la concentrazione solido-volumetrica della fase solida del flusso (C_{S-V}).

Si sottolinea che V_S non è il volume di sedimenti intendendo per questi il volume complessivo pieno e vuoto, bensì rappresenta il solo volume della fase solida (volume solido). Il volume dei sedimenti può essere calcolato rapportando il volume della sola fase

solida alla concentrazione secca (e viceversa). Il volume dei sedimenti mobilizzato durante l'evento può essere ottenuto da misure dirette in campo, valutazione geomorfologiche o tramite opportune formule empiriche per il calcolo della magnitudo di un flusso di detrito. Indipendentemente dal metodo di stima impiegato è importante che il valore utilizzato nella simulazione numerica sia coerente con lo scenario considerato. Se difatti si decide di modellare l'evento in fase di innesco è importante che la stima del volume dei sedimenti tenga conto solo delle potenziali aree sorgenti site nella zona di innesco; viceversa, se si decide di modellare l'evento in fase di propagazione verso valle è importante che la stima del volume dei sedimenti tenga conto di tutte le potenziali aree sorgenti dislocate anche lungo tutti i percorsi di propagazione interessati.

Le equazioni 6.3 e 6.4 sono equivalenti, ovvero calcolato un valore Q_T mediante l'equazione 6.3 si ottiene lo stesso valore con l'equazione 6.4 utilizzando il valore di concentrazione solido-volumetrica C_{S-V} corrispondente al valore di V_S utilizzato con l'equazione 6.3. Il volume totale della colata si può infatti esprimere noti V_R, C^* e S sia in funzione di V_S che di C_{S-V}.

In corrispondenza dell'area di formazione delle colata di detrito si assume che la forma dell'idrogramma solido-liquido del miscuglio sia quella dei deflussi liquidi contribuenti mentre, a valle, la forma dell'idrogramma è assunto triangolare. In figura 6.6 è rappresentato un generico idrogramma dei deflussi superficiali con la parte contribuente alla genesi della colata evidenziata insieme a due idrogrammi solido-liquidi del miscuglio:

- il primo (*modo 1* in figura 6.6) ha la stessa forma di quello dei deflussi superficiali contribuenti ed è stato calcolato o con l'equazione 6.3 o con l'equazione 6.4. Si può osservare che il valore di Q_T di questo idrogramma è pari a Q_R scalato del rapporto V_T / V_R (il numeratore della frazione a secondo membro dell'equazione 6.3 è difatti $V_T = V_S + V_W + V_R$ con V_W = volume di saturazione dei sedimenti inglobati nella corrente[2]). In altre parole la concentrazione solido-volumetrica C_{S-V} è costante per tutto l'idrogramma solido-liquido del miscuglio;
- il secondo idrogramma solido-liquido (*modo 2* in figura 6.6) è quello che si ha a valle della zona di innesco della colata (dopo che il flusso si è propagato), dove assume una

[2] Essendo $V_W = (1 - C^*) \cdot S \cdot (V_S / C^*)$

forma triangolare. Come spiegato precedentemente, in una colata di detrito con regime collisionale gli elementi di maggiori dimensioni raggiungono la testa del flusso formando un fronte denso seguito da un corpo con valori di profondità e concentrazione solido-volumetrica progressivamente decrescenti. L'idrogramma solido-liquido assume quindi una forma triangolare con il lato ascendente molto ripido e quello discendente meno pendente. In questo caso la concentrazione solido-volumetrica del miscuglio è decrescente (con legge assunta lineare) a partire dal fronte, dove si riscontra il valore massimo.

Il calcolo dell'idrogramma solido-liquido in quest'ultimo caso cambia: il valore di picco della portata della colata, Q_{PT}, viene determinato con la seguente equazione 6.5 proposta da *Gregoretti & Lanzoni (2012):*

$$Q_{PT} = \frac{RC}{1-(1-S)\,C_F - C_F S/C_*} Q_P \qquad \textit{(Eq. 6.5)}$$

dove

C_F è la concentrazione solido-volumetrica del fronte della colata di detrito;

RC è un coefficiente di riduzione pari a 0,73 o superiore (con $RC = 1$ si ha $C_F = C_{S-V}$ e l'equazione 6.5 coincide con l'equazione 6.4).

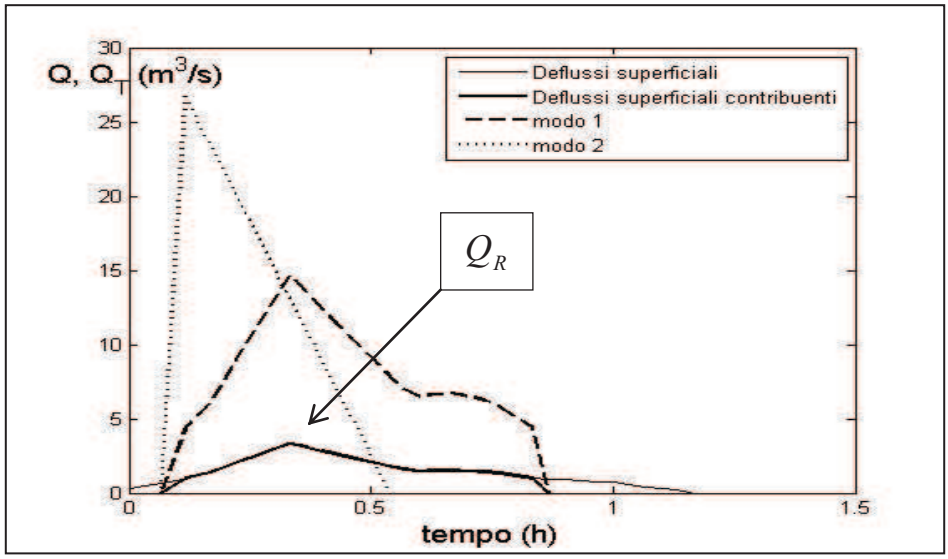


Fig. 6.6: idrogramma di deflusso liquido superficiale e corrispondenti idrogrammi solido-liquidi.

Si hanno quindi tre opzioni per calcolare l'idrogramma solido-liquido della colata di detrito:

1. la prima è tramite il solo volume solido V_S. Il valore di C_F viene calcolato sostituendo Q_{PT}/Q_P con V_T/V_R nell'equazione 6.5 ed esplicitando il valore di C_F (equazione 6.6):

$$C_F = \frac{1}{1 - S + S/C_*}\left(1 - RC\frac{V_R}{V_T}\right) \qquad (Eq.\ 6.6)$$

Si calcola quindi Q_{PT} tramite l'equazione 6.5 e dunque tramite V_T la base del triangolo rappresentante l'idrogramma solido-liquido del miscuglio $D_T = 2 \cdot \left(V_T/Q_{PT}\right)$ (figura 6.6). Poiché $V_T/V_R = V_S/\left(C_{S-V} \cdot V_R\right)$ il valore appena calcolato di Q_{PT} risulta uguale a quello calcolato mediante l'equazione 6.3. Questo è dovuto al fatto che si è approssimato il rapporto Q_{PT}/Q_P che dipende da C_F con il rapporto V_T/V_R che dipende invece da C_{S-V};

2. la seconda opzione è tramite la concentrazione solido-volumetrica in corrispondenza del fronte C_F. In questo caso si calcola la portata di picco tramite l'equazione 6.5 e quindi il volume totale della colata di detrito V_T tramite l'equazione 6.7[3]:

$$V_T = \frac{RC}{1 - (1 - S)\,C_F - C_F S/C_*} V_R \qquad (Eq.\ 6.7)$$

Anche per questa opzione si ottiene un valore di Q_{PT} coincidente a quello calcolato con l'equazione 6.4 poiché (come per la precedente opzione) si è approssimato il rapporto Q_{PT}/Q_P che dipende da C_F con il rapporto V_T/V_R che dipende invece da C_{S-V};

[3] Ottenuta dalla equazione 6.5 dopo aver sostituito Q_{PT}/Q_P con V_T/V_R

3. la terza opzione è tramite sia V_S che C_F. In questo caso si calcola Q_{PT} mediante l'equazione 6.5 e V_T tramite un bilancio di massa: $V_T = V_S + V_W + V_R$. Il valore di Q_{PT} potrebbe risultare superiore od inferiore a quello calcolato con l'opzione 1 se il valore di C_F utilizzato risulta rispettivamente superiore od inferiore a quello calcolato tramite l'equazione 6.6. Allo stesso modo l'area sottesa dall'idrogramma solido-liquido del miscuglio (e dunque il volume totale della colata) potrebbe risultare superiore od inferiore a quello calcolato con l'opzione 2 se il valore di V_T utilizzato risulta rispettivamente superiore od inferiore a quello calcolato con l'equazione 6.7.

Rispetto al caso di idrogramma solido-liquido con stessa forma di quello dei deflussi superficiali contribuenti alla colata di detrito, la concentrazione C_{S-V} non è più assunta costante bensì variabile linearmente con $C_{S-V} = C_F$ in corrispondenza del fronte e decrescente verso la coda (figura 6.7).

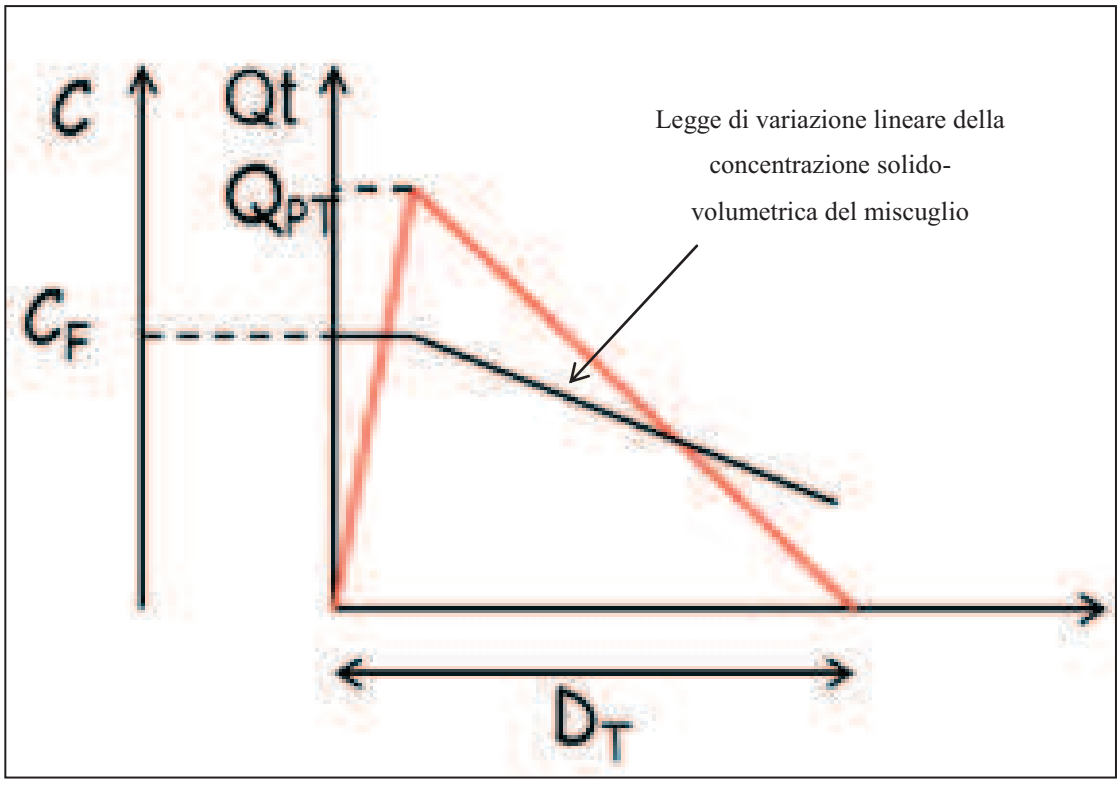


Fig. 6.7: andamento della concentrazione solido-volumetrica C_{S-V} per il caso dell'idrogramma solido-liquido del miscuglio triangolare *(modo 2)*.

La concentrazione solido-volumetrica del fronte può essere calcolata mediante le formulazioni empiriche ottenute da dati di laboratorio[4], ed ha un valore massimo fisicamente ammissibile pari, secondo *Takahashi (2007)*, al 90% (anche 95%) della concentrazione volumetrica della fase solida a riposo C^*[5]. Se si assume una concentrazione del miscuglio superiore alla *dry sediment concentration* significa che il volume il sedimento di input può essere mobilizzato solo parzialmente. Rilievi di campo eseguiti da *Gregoretti & Degetto (2012a)* sugli ammassi detritici nelle aree di innesco e di deposito a Fiames hanno fornito valori di C^* pari a 0,62.

Si ricorda che la concentrazione a riposo di sfere di uno stesso diametro per la configurazione di massimo impaccamento risulta pari a 0,65. È tuttavia da sottolineare che, mentre da un lato i sedimenti non essendo sferici si incastrano meno e la concentrazione di massimo impaccamento diminuisce, dall'altro lato i sedimenti si presentano eterogenei dal punto di vista dimensionale per cui tendono ad organizzarsi meglio tra di loro e la concentrazione di massimo impaccamento aumenta. Alla luce delle due considerazioni precedenti e, tenendo conto altresì che i sedimenti naturalmente non sono impaccati, il valore assunto pari a 0,62 risulta ragionevole a meno che non siano disponibili misure di campo dirette di C^*.

6.3 Caratterizzazione idrologico-idraulica e idrogramma solido-liquido della colata di detrito di Fiames del 05/07/2006

La modellazione dell'innesco della di colata di detrito occorsa il 05/07/2006 è stata eseguita utilizzano i parametri di input riportati in tabella 6.1 (*modo 2*, opzione 1). La sezione di innesco della colata (figura 6.8) è stata posta in corrispondenza del punto di chiusura del bacino idrologico di produzione di Fiames.

[4] Nel modello sono implementate le formule empiriche proposte da *Takahashi (1978)* valida per il fronte della colata, da *Ou-Mizuyama (1994)* valida per il fronte e la coda della colata, e da *Lien & Tsai (2003).* La soluzione più cautelativa è fornita dalla formulazione proposta da *Takahashi (1978)* poiché è la concentrazione solido-volumetrica riferita al fronte della colata di detrito.

[5] Tale riduzione dipende dal fatto che una volta destabilizzato l'ammasso detritico in condizione di massimo impaccamento, la portata liquida innescante induce una progressiva separazione dei grani con conseguente aumento del volume dei vuoti e successiva acquisizione di acqua (effetto *dilatanza*). Ciò ha come conseguenza una riduzione della concentrazione solido-volumetrica rispetto alla condizione iniziale di massimo impaccamento dei grani. Oltre a ciò va aggiunto anche il contributo della portata liberata dal sistema-pendio canale al momento della destabilizzazione, la quale dipende dal suo grado di saturazione iniziale (il contributo è massimo in condizioni iniziali di saturazione).

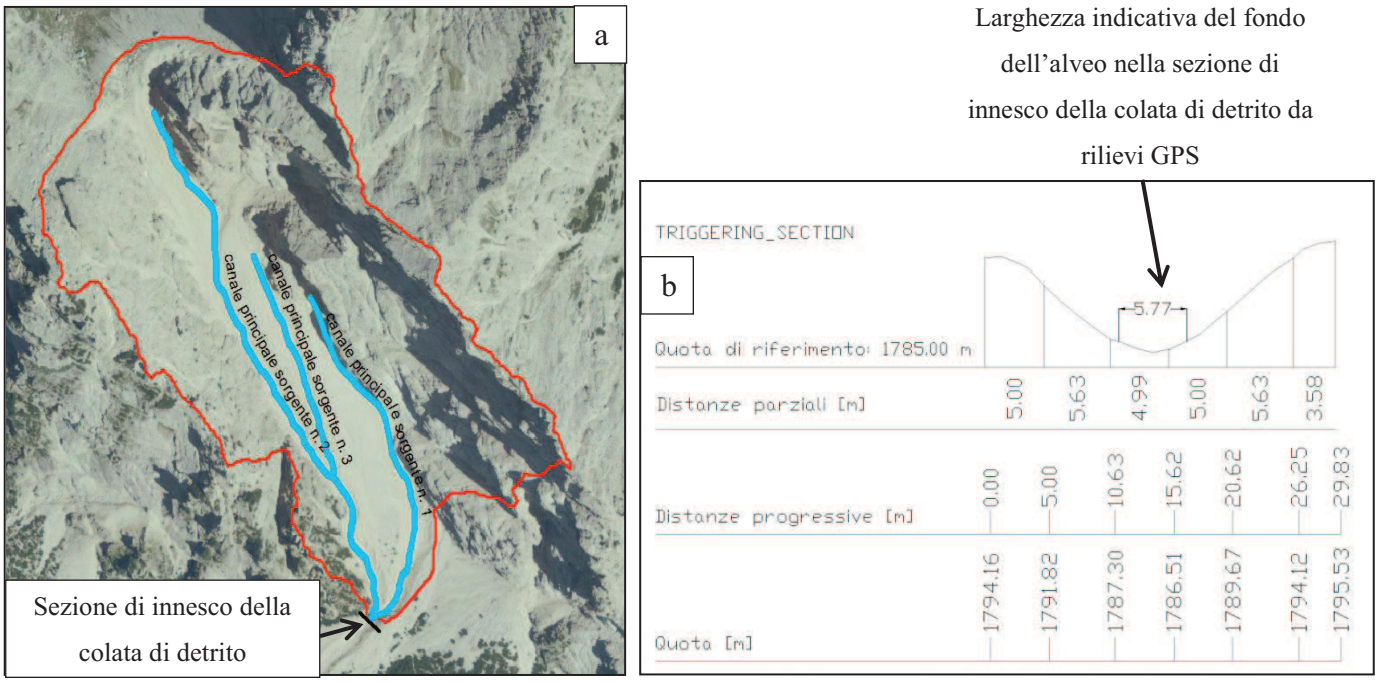


Fig. 6.8: *(a)* bacino idrologico di produzione di Fiames con indicata la posizione della sezione d'innesco della colata di detrito occorsa il 05/07/2006 su base ortofoto 2008. *(b)* profilo trasversale della sezione di innesco della colata di detrito di Fiames.

In figura 6.8 si riporta inoltre il profilo trasversale della *triggering section*. Come si nota, la sezione considerata presenta una geometria semicircolare svasata tendenzialmente simmetrica (se non per un leggero sopralzo della quota in sinistra idrografica giustificabile considerando la posizione in curva della sezione) dalla larghezza da sponda a sponda di circa 20,00 m, mentre la larghezza del fondo dell'alveo è pari a circa 5,00 m. L'inclinazione della sponda in destra idrografica è pari a 0,77 m/m (circa 38°) mentre in sinistra idrografica è pari a 0,80 m/m (circa 39°). Il gradiente topografico del sistema pendio-canale è pari a 0,40 m/m (circa 22°). La scabrezza secondo Gauckler-Strickler è assunta pari a 9 m⅓/s (valido per corsi d'acqua naturali minori con fondo costituito da ciottoli e da grossi massi) cui corrisponde un valore della rugosità *n* di Manning pari a 0,11[6]. Nonostante la concentrazione della fase solida secca nella sezione di innesco

[6] Per passare da un coefficiente di resistenza a moto uniforme nei canali ad un altro è possibile utilizzare la seguente relazione (ottenuta uguagliando le varie formule della velocità di una corrente in moto uniforme proposte in letteratura):

$$Ks \cdot Rh^{\frac{2}{3}} = \frac{1}{n} \cdot Rh^{\frac{2}{3}} = \chi \cdot Rh^{\frac{1}{2}} = \chi^* \cdot \sqrt{g \cdot Rh} = \sqrt{\frac{8g \cdot Rh}{f}}$$

valutata in campo sia compresa tra 0,53 e 0,62[7], nel modello di innesco della colata si è utilizzato un valore pari a 0,70 (cui corrisponde un valore della concentrazione solido-volumetrica C_{S-V} massimo C^* pari a 0,63). In tal maniera si è ridotto il contributo della fase liquida al volume totale della miscela (aumentando viceversa il contributo della sola fase solida). Il volume di sedimento di input è stato invece stimato a partire dalla carta dei depositi e delle erosioni ricostruita dopo l'evento del luglio del 2006 sulla base di campagne di misure GPS a terra, rilievi geomorfologici e foto-interpretazione (vedi capitolo 1).

Parametro	**Valore**
Idrogramma del deflusso liquido	file ottenuto mediante l'applicazione del modello idrologico cinematico distribuito
Diametro medio del sedimento in corrispondenza della sezione di innesco della colata di detrito *(triggering area)* da analisi granulometrica in alveo	0,051 m (51,00 mm)
Pendenza del fondo alveo in corrispondenza della sezione di innesco della colata di detrito *(triggering area)*	40,00 % (circa 22,00°)
Relazione per il calcolo della portata critica unitaria	Relazione empirica proposta da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)*
Portata di filtrazione unitaria	0,04 m²/s (pari a 0,20 m³/s)
Larghezza del fondo del canale in corrispondenza della sezione di innesco della colata di detrito *(triggering area)* da rilievo GPS	5,00 m
Concentrazione volumetrica del sedimento secco *(dry sediment concentration)*	0,70
Grado di saturazione del sedimento	100,00%
Forma dell'idrogramma solido-liquidi del miscuglio *(modo 1, modo 2)*	*Modo 2* (idrogramma solido-liquido del miscuglio dalla forma triangolare)
Coefficiente di riduzione *RC*	0,80
Volume dei sedimenti	8.461,00 m³
Output step	1 minuto

Tab. 6.1: parametri di input utilizzati nel modello di innesco della colata di detrito di Fiames del luglio del 2006. La modellazione è stata eseguita considerando l'idrogramma di forma triangolare e utilizzando come dato in input il solo volume del sedimento (da cui si ricava il volume della sola fase solida).

[7] Nella zona di deposizione la concentrazione della fase solida secca valutata in campo è compresa tra 0,63 e 0,67.

Si riporta nella seguente tabella 6.2 alcuni dei parametri di output ottenuti dall'applicazione del modello d'innesco e caratterizzanti (dal punto di vista idrologico-idraulico) l'evento di colata occorso il 05/07/2006.

Parametro	**Valore**
Portata che si infiltra e satura l'ammasso detritico granulare nella sezione di innesco	0,04 m^2/s
Portata di picco dei deflussi liquidi ottenuta da modello idrologico cinematico distribuito	2,53 m^3/s
Durata dell'idrogramma dei deflussi liquidi superficiali	1,27 ore (circa 77 minuti)
Volume liquido totale	1.674,27 m^3
Portata critica totale di innesco della colata di detrito	0,344 m^3/s
Tempo corrispondente alla portata critica di innesco	0,17 ore (circa 11 minuti)
Volume liquido contribuente alla formazione della colata di detrito	1.520,91 m^3
Concentrazione volumetrica del sedimento in corrispondenza del fronte della colata di detrito	0,61
Concentrazione solido-volumetrica media della colata di detrito	0,59
Concentrazione solido-volumetrica della colata di detrito alla fine dell'evento (ultimo *time step*)	0,54
Volume della sola fase solida della colata di detrito	5.922,70 m^3
Volume totale della colata di detrito	9.981,91 m^3
Portata di picco della colata di detrito	16,58 m^3/s
Durata dell'idrogramma solido-liquido	0,36 ore (circa 22 minuti)
Tempo al picco della colata di detrito	0,05 ore (circa 3 minuti)

Tab. 6.2: parametri di output del modello di innesco della colata di detrito di Fiames del luglio del 2006.

La portata liquida critica unitaria stimata mediante la formulazione proposta da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)* è risultata pari a 0,029 m^2/s (cui corrisponde una portata critica totale pari a 0,144 m^3/s). A tale valore va poi aggiunto quello della portata liquida corrispondente al deflusso superficiale che si infiltra saturando l'ammasso detritico granulare nella zona d'innesco. Tale deflusso unitario è stato stimato in 0,040 m^2/s (cui

corrisponde una portata totale pari a 0,200 m³/s). La portata liquida critica totale è risultata pertanto pari a 0,069 m²/s in termini unitari, e a 0,344 m³/s in termini totali. Essendo la portata di picco dei deflussi liquidi simulati mediante modello idrologico (pari a 2,526 m³/s) maggiore della portata liquida critica, anche il modello numerico d'innesco riconosce che i deflussi liquidi superficiali generati dall'evento pluviometrico del 05/07/2006 sono stati in grado di originare una colata di detrito. Un'ulteriore conferma deriva dall'applicazione della relazione proposta da *Tognacca & Bezzola (2000)* e dall'applicazione della formula proposta da *Pica & Preti (1999)*, la quale rappresenta un ulteriore criterio per definire se le condizioni di flusso liquido sono sufficienti per l'inizio del moto massivo dei materiali costituenti l'alveo (equazione 6.8). Essendo il valore di τ^* superiore a 0,5[8] tutto il materiale solido presente in alveo sarebbe posto in movimento da una portata liquida pari a quella generata dall'evento pluviometrico del luglio del 2006.

$$\tau^* = \frac{1}{\Delta} \cdot \frac{Qr^{\frac{3}{8}} \cdot S^{\frac{13}{16}}}{g^{\frac{3}{16}} \cdot d_{50}{}^{\frac{15}{16}}} \qquad \textit{(Eq 6.8)}$$

con

$$\Delta = \frac{\sigma - \rho}{\rho} \qquad \textit{(Eq. 6.9)}$$

dove

σ è il peso specifico dei grani (assunto pari a 2,65 g/cm³);

ρ è il peso specifico dell'acqua (assunto pari a 1,00 g/cm³);

Qr è la portata liquida innescante (assunta pari a 2,526 m³/s);

S è l'area del bacino idrologico contribuente (assunta pari a 0,19 km²);

g è l'accelerazione di gravità (m/s²);

d50 è il diametro medio caratteristico dei grani (assunta pari a 0,051 m).

[8] Per valori di τ^* inferiori a 0,2 il trasporto al fondo dei grani è praticamente nullo con condizioni di moto incipiente, mentre per valori di τ^* compresi tra 0,2 e 0,5 il trasporto dei grani è selettivo con tendenza all'asportazione delle sole frazioni granulometriche più fini.

La durata complessiva dell'evento è stata stimata in circa 22 minuti con un tempo al picco stimato in circa 3 minuti. Il volume totale di tale colata è stato stimato in circa 10.000,00 m³ (con un contributo dei deflussi liquidi superficiali stimato in circa 1.500,00 m³) con un valore di portata al picco pari a 16,58 m³/s. La concentrazione solido-volumetrica in corrispondenza del fronte è stata stimata in 0,615, mentre il valore stimato a fine evento è risultato pari a 0,539[9]. L'altezza al picco del fronte di colata in corrispondenza della sezione di innesco calcolata facendo ricorso alla relazione di *Poiselle (1980)* valida per il regime di moto laminare (equazione 6.10 e 6.11) è risultata pari a circa 1,60 m.

$$h_{MAX} = \sqrt[3]{\frac{3\mu \cdot q}{\gamma_b \cdot sen\theta}} \qquad \textit{(Eq. 6.10)}$$

con

$$\gamma_b = \rho_b \cdot g = \left[C_{S-V} \cdot \rho_S + (1 - C_{S-V})\rho_f\right] \cdot g \qquad \textit{(Eq. 6.11)}$$

dove

μ è la viscosità Newtoniana apparente (assunta pari a 3.000,00 Pa*s);

q è la portata al picco unitaria della colata di detrito (pari a 3,32 m²/s);

ρb è la densità del miscuglio (risultata pari a 2.022,21 Kg/m³);

γb è il peso specifico del miscuglio (risultato pari a 19.837,85 N/m³);

ρs è la densità del materiale solido (assunta pari a 2.650,00 kg/m³);

ρf è la densità del fluido interstiziale (assunta pari a 1.019,37 kg/m³).

Stimata l'altezza massima raggiunta dal fronte della colata è stato possibile calcolare la velocità della stessa in corrispondenza della sezione di innesco considerando la relazione del modello newtoniano viscoso (equazione 6.12). Tale valore è risultato pari a 0,79 m/s. Infine, utilizzando i valori su ricavati e la relazione 6.13 è stato possibile calcolare la forza

[9] Si sottolinea tuttavia che da dati sperimentali la concentrazione limite corrispondente al passaggio da flusso detritico maturo a flusso detritico immaturo è pari al a *0,4C**. Si può ritenere che per valori di *C* inferiori a tale soglia i grani si concentrino solo nella parte inferiore del flusso; al di sopra di questo strato è presente una lama d'acqua che può contenere frazioni fini in sospensione.

d'impatto totale della colata di detrito in corrispondenza della sezione di innesco. Tale valore è risultato pari a 26.487,31 N.

$$V = \frac{\gamma_b \cdot h^2 \cdot sen\theta}{k \cdot \mu} \qquad \textit{(Eq. 6.12)}$$

$$R = \rho_b \cdot Qd \cdot U \qquad \textit{(Eq. 6.13)}$$

dove

k è un fattore di forma della sezione (assunto pari a 8 essendo la sezione di innesco semicircolare);

h è l'altezza stimata del fronte della colata di detrito (m);

ρb è la densità del miscuglio solido-liquido (risultata pari a 2.022,21 kg/m³);

R è la forza d'impatto totale della colata di detrito (N);

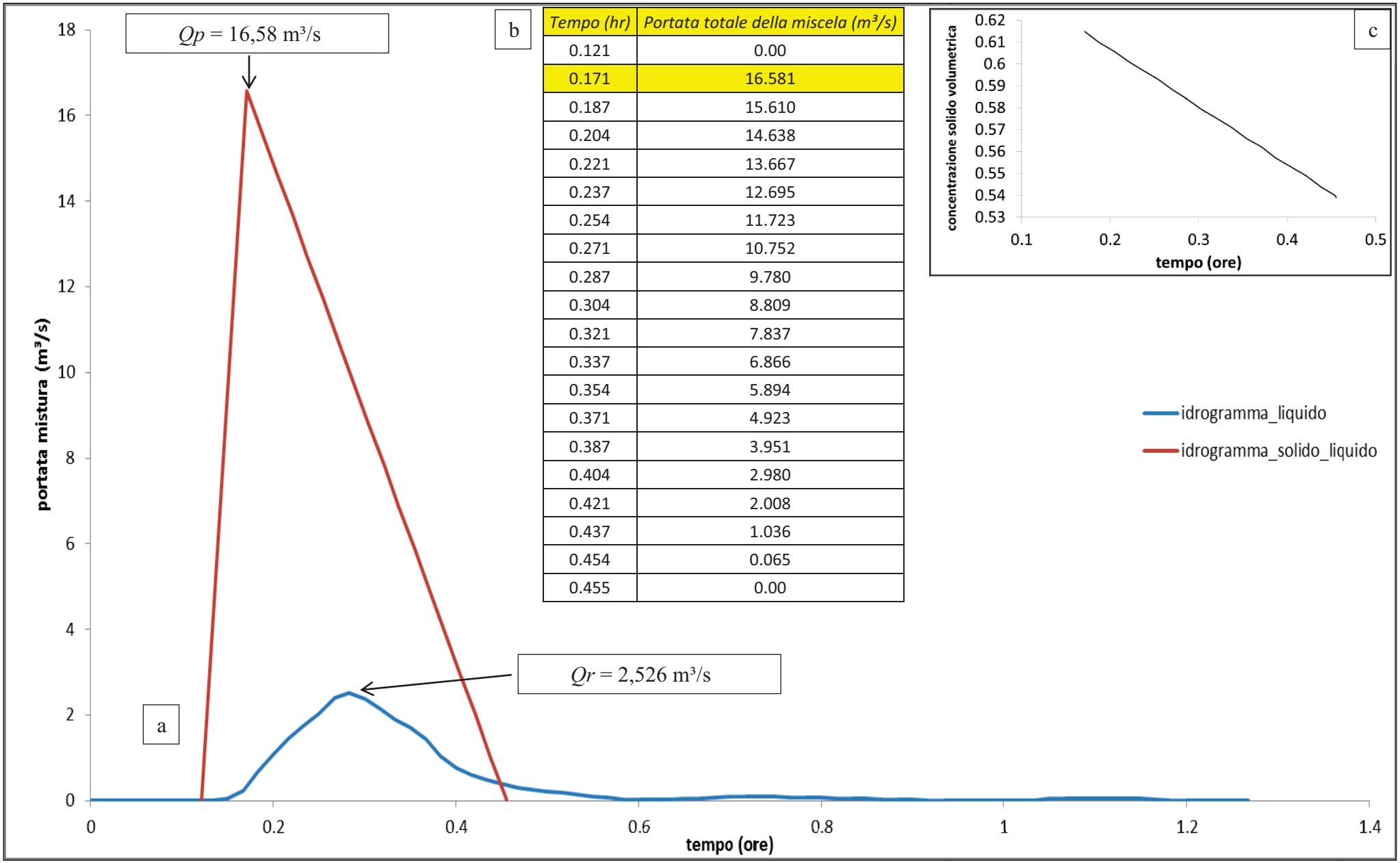
Qd è la portata di picco totale della colata di detrito (m³/s);

U è la velocità stimata della colata di detrito (m/s).

Si riporta nella seguente figura 6.9 l'idrogramma dei deflussi liquidi totali e l'idrogramma solido-liquido della colata del luglio del 2006. Si riporta inoltre l'andamento nel tempo distribuito secondo legge lineare della concentrazione solido-volumetrica della colata.

Si sottolinea infine che, a differenza delle release precedenti, l'idrogramma solido-liquido ottenuto mediante l'applicazione del modello di innesco può essere utilizzato direttamente (senza necessità di alcuna modifica) nel modello numerico a celle *D.F.R.M.* Viceversa, tale idrogramma per poter essere utilizzato nel modello numerico *T.R.E.N.T.2D* dev'essere prima opportunamente manipolato come segue:

- sottrazione a tutti gli intervalli di tempo simulati dell'istante iniziale allo scopo di ricondurre quest'ultimo ad un valore pari a zero secondi;
- imposizione di un valore di portata solido-liquida iniziale diverso da zero (per il *modo 2* il calcolo è stato eseguito ricavando l'equazione della retta che descrive il ramo ascendente o di concentrazione dell'idrogramma di mistura e considerando un valore della variabile indipendente diverso da zero, mentre per il *modo 1* si è utilizzato semplicemente il valore di portata solido-liquida del secondo istante temporale).



Tempo (hr)	Portata totale della miscela (m³/s)
0.121	0.00
0.171	16.581
0.187	15.610
0.204	14.638
0.221	13.667
0.237	12.695
0.254	11.723
0.271	10.752
0.287	9.780
0.304	8.809
0.321	7.837
0.337	6.866
0.354	5.894
0.371	4.923
0.387	3.951
0.404	2.980
0.421	2.008
0.437	1.036
0.454	0.065
0.455	0.00

Fig. 6.9: *(a)* idrogramma dei deflussi liquidi superficiali e idrogramma totale della colata del luglio del 2006. *(b)* idrogramma del miscuglio solido-liquido. *(c)* andamento nel tempo della concentrazione solido-volumetrica della colata.

6.4 Caratterizzazione idrologico-idraulica e idrogramma solido-liquido della colata di detrito del Rio Lazer del 04/11/1966

La modellazione dell'innesco della colata di detrito occorsa il 04/11/1966 nel bacino del Rio Lazer è stata eseguita utilizzano i parametri di input riportati in tabella 6.3 (*modo 1*). La sezione di innesco della colata (figura 6.10) è stata posta in corrispondenza del punto di chiusura del bacino idrologico di produzione del Rio.

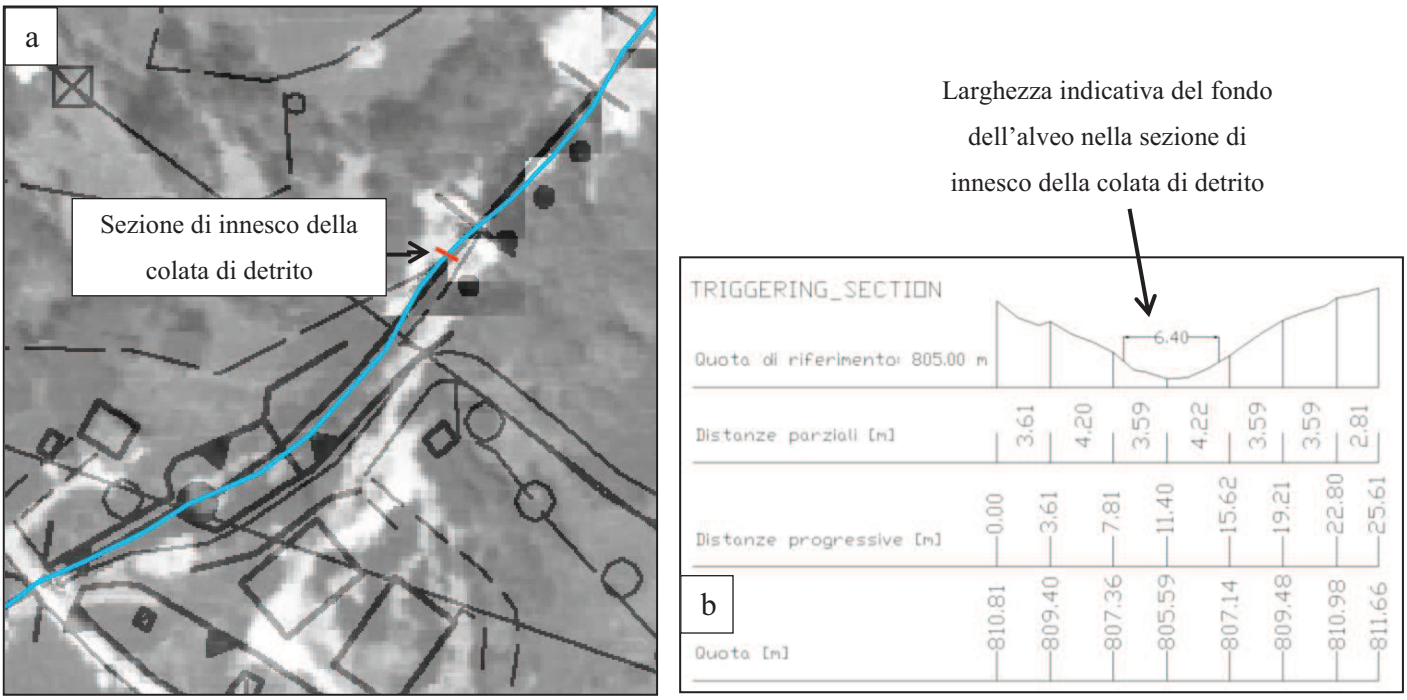


Fig. 6.10: *(a)* posizione della sezione d'innesco della colata di detrito occorsa il 04/11/1966 su base ortofoto 1973 e CTP. *(b)* profilo trasversale della sezione di innesco della colata di detrito del Rio Lazer.

In figura 6.10 si riporta inoltre il profilo trasversale della *triggering section*. Come si nota, la sezione considerata presenta una geometria triangolare molto svasata dalla larghezza da sponda a sponda di circa 25,00 m, mentre la larghezza del fondo dell'alveo è pari a circa 6,00 m. L'inclinazione della sponda in destra idrografica è pari a 0,50 m/m (circa 26°) mentre in sinistra idrografica è pari a 0,60 m/m (circa 31°). Il gradiente topografico del sistema pendio-canale nell'area di innesco è pari a 0,40 m/m (circa 22°). La scabrezza secondo Gauckler-Strickler è assunta pari a 9 m⅓/s (valido per corsi d'acqua naturali minori con fondo costituito da ciottoli e da grossi massi) cui corrisponde un valore della rugosità *n* di Manning pari a 0,11. Il volume di sedimento di input è stato invece

stimato a partire dalla carta dei depositi ricostruita post evento sulla base delle informazioni storiche reperite (vedi figura 2.10 e capitolo 2 e 5).

Parametro	**Valore**
Idrogramma del deflusso liquido	file ottenuto mediante l'applicazione del modello idrologico cinematico distribuito
Diametro medio del sedimento da analisi granulometrica in alveo	0,50 m (500,00 mm)
Pendenza del fondo alveo in corrispondenza della sezione di innesco della colata di detrito *(triggering area)*	39,60 % (circa 22,00°)
Relazione per il calcolo della portata critica unitaria	Relazione empirica proposta da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)*
Portata di filtrazione unitaria	0,01 m^2/s (pari a 0,06 m^3/s)
Larghezza del fondo del canale in corrispondenza della sezione di innesco della colata di detrito *(triggering area)*	6,00 m
Concentrazione volumetrica del sedimento secco *(dry sediment concentration)*	0,62
Grado di saturazione del sedimento	100,00%
Forma dell'idrogramma solido-liquidi del miscuglio *(modo 1, modo 2)*	*Modo 1* (idrogramma solido-liquido del miscuglio di forma analoga a quella dei deflussi liquidi superficiali contribuenti)
Coefficiente di riduzione *RC*	0,80
Volume dei sedimenti	55.900,00 m^3
Output step	1 minuto

Tab. 6.3: parametri di input utilizzati nel modello di innesco della colata di detrito del Rio Lazer del novembre 1966. La modellazione è stata eseguita considerando l'idrogramma di mistura di forma analoga a quella dei deflussi liquidi superficiali contribuenti.

Si precisa che la dimensione caratteristica del grano utilizzata come dato in input al modello di innesco è stata definita sulla base dei dati acquisiti mediante rilievo sedimentologico in alveo. In particolare, nel caso del bacino del Rio Lazer l'analisi granulometrica (di tipo numerale) è stata eseguita su due distinti tratti d'alveo (figura 6.11) ritenuti rappresentativi del detrito che presumibilmente poteva essere stato mobilitato durante l'evento del 1966.

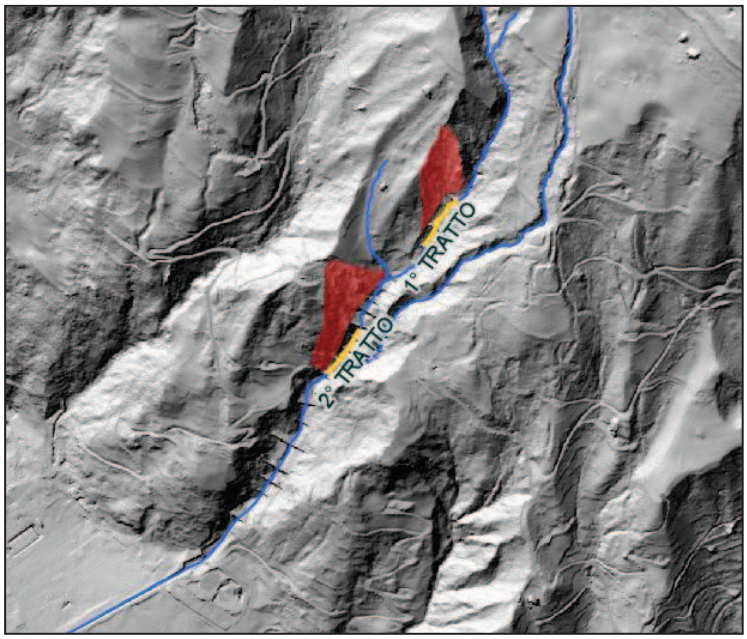


Fig. 6.11: localizzazione dei due tratti d'alveo campionati e delle corrispondenti aree in dissesto sorgenti di materiale solido (aree rosse).

I percentili calcolati a partire dai dati rilevati in campo sono riportati nella seguente tabella 6.4.

1° TRATTO		2° TRATTO	
d10	15,16 mm	*d10*	14,15 mm
d16	21,34 mm	*d16*	17,94 mm
d20	24,92 mm	*d20*	20,49 mm
d30	35,79 mm	*d30*	26,87 mm
d50	56,62 mm	*d50*	42,29 mm
d60	70,99 mm	*d60*	55,85 mm
d65	80,70 mm	*d65*	63,58 mm
d70	91,28 mm	*d70*	71,30 mm
d84	169,20 mm	*d84*	130,69 mm
d90	346,36 mm	*d90*	188,39 mm
Φ medio	130,92 mm	*Φ medio*	87,49 mm

Tab. 6.4: diametri caratteristici espressi in millimetri.

Tali valori sono stati dunque confrontati "visivamente" con alcune fotografie storiche inquadranti con sufficiente dettaglio il materiale depositatosi in conoide durante l'evento alluvionale del 1966 (in figura 6.12 ne viene riportato un esempio). Purtroppo nessun dato sul detrito è stato rilevato a seguito dell'evento ed è quindi stato possibile effettuare solo delle "ipotesi granulometriche" comparando le dimensioni dei ciottoli visibili in fotografia con le dimensioni di edifici allora presenti ed ancora ad oggi esistenti. A seguito di tale analisi si ritiene molto probabile che la dimensione media del materiale trasportato e depositato dall'evento di colata del 1966 sia compresa tra 0,30 e 0,50 metri. Si ritiene tuttavia che la bontà dei dati acquisiti con i rilievi granulometrici condotti risente molto dei movimenti franosi ancora attivi, sia superficiali che profondi, e delle importanti operazioni di movimento terra eseguite durante la realizzazione delle varie opere di sistemazione idraulico-forestale.



Fig. 6.12: immagini storiche della *Piana di San Giacomo* sovralluvionata dalla colata di detrito del novembre 1966 (dalla malographia *"1966-2006: convivere con le acque per una coscienza critica degli eventi alluvionali"*).

Nella seguente tabella 6.5 si riportano alcuni dei parametri di output ottenuti dall'applicazione del modello d'innesco e caratterizzanti (dal punto di vista idrologico-idraulico) l'evento di colata occorso il 04/11/1966 (tempo di ritorno associato pari a 100 anni).

Parametro	Valore
Portata che si infiltra e satura la sezione di innesco	0,01 m^2/s
Portata di picco dei deflussi liquidi ottenuta da modello idrologico cinematico distribuito	8,20 m^3/s
Durata dell'idrogramma dei deflussi liquidi superficiali	2,67 ore (circa 160 minuti)
Volume liquido totale	21.088,45 m^3
Portata critica totale di innesco della colata di detrito	5,424 m^3/s
Tempo corrispondente alla portata critica di innesco	0,66 ore (circa 40 minuti)
Volume liquido contribuente alla formazione della colata di detrito	14.157,37 m^3
Concentrazione volumetrica del sedimento in corrispondenza del fronte della colata di detrito	0,52
Concentrazione solido-volumetrica media della colata di detrito	0,49
Volume della sola fase solida della colata di detrito	34.658,00 m^3
Volume totale della colata di detrito	70.057,37 m^3
Portata di picco della colata di detrito	40,58 m^3/s
Durata dell'idrogramma solido-liquido	0,59 ore (circa 35 minuti)
Tempo al picco della colata di detrito	0,25 ore (circa 15 minuti)

Tab. 6.5: parametri di output del modello di innesco della colata di detrito di Fiames del luglio del 2006.

La portata liquida critica unitaria stimata mediante la formulazione proposta da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)* è risultata pari a 0,894 m^2/s (cui corrisponde una portata critica totale pari a 5,364 m^3/s). A tale valore va poi aggiunto quello della portata liquida corrispondente al deflusso superficiale che si infiltra saturando l'ammasso detritico granulare nella zona d'innesco. Tale deflusso unitario è stato stimato in 0,010 m^2/s (cui corrisponde una portata totale pari a 0,060 m^3/s). La portata liquida critica totale è risultata pertanto pari a 0,904 m^2/s in termini unitari, e a 5,424 m^3/s in termini totali. Essendo la portata di picco dei deflussi liquidi simulati mediante modello idrologico (pari a 8,201 m^3/s) maggiore della portata liquida critica, anche il modello numerico d'innesco riconosce che i deflussi liquidi superficiali generati dall'evento pluviometrico del 04/11/1966 sono stati in grado di originare una colata di detrito. Un'ulteriore conferma deriva

dall'applicazione della relazione proposta da *Tognacca & Bezzola (2000)* e dall'applicazione della formula proposta da *Armanini & Gregoretti (2000)*, la quale rappresenta un ulteriore criterio per definire se le condizioni di flusso liquido superficiale sono sufficienti per l'inizio del moto massivo dei materiali costituenti l'alveo (equazione 6.14). Essendo il tirante di moto uniforme (pari a circa 1,00 m) corrispondente alla portata di picco dei deflussi superficiali superiore al valore soglia h_0, tutto il materiale solido in alveo sarebbe posto in movimento da una portata liquida pari a quella generata dall'evento pluviometrico del novembre 1966.

$$h_0 = 0.056 \cdot d_{90} \frac{\rho_S - \rho}{\rho} \qquad \textit{(Eq. 6.14)}$$

dove

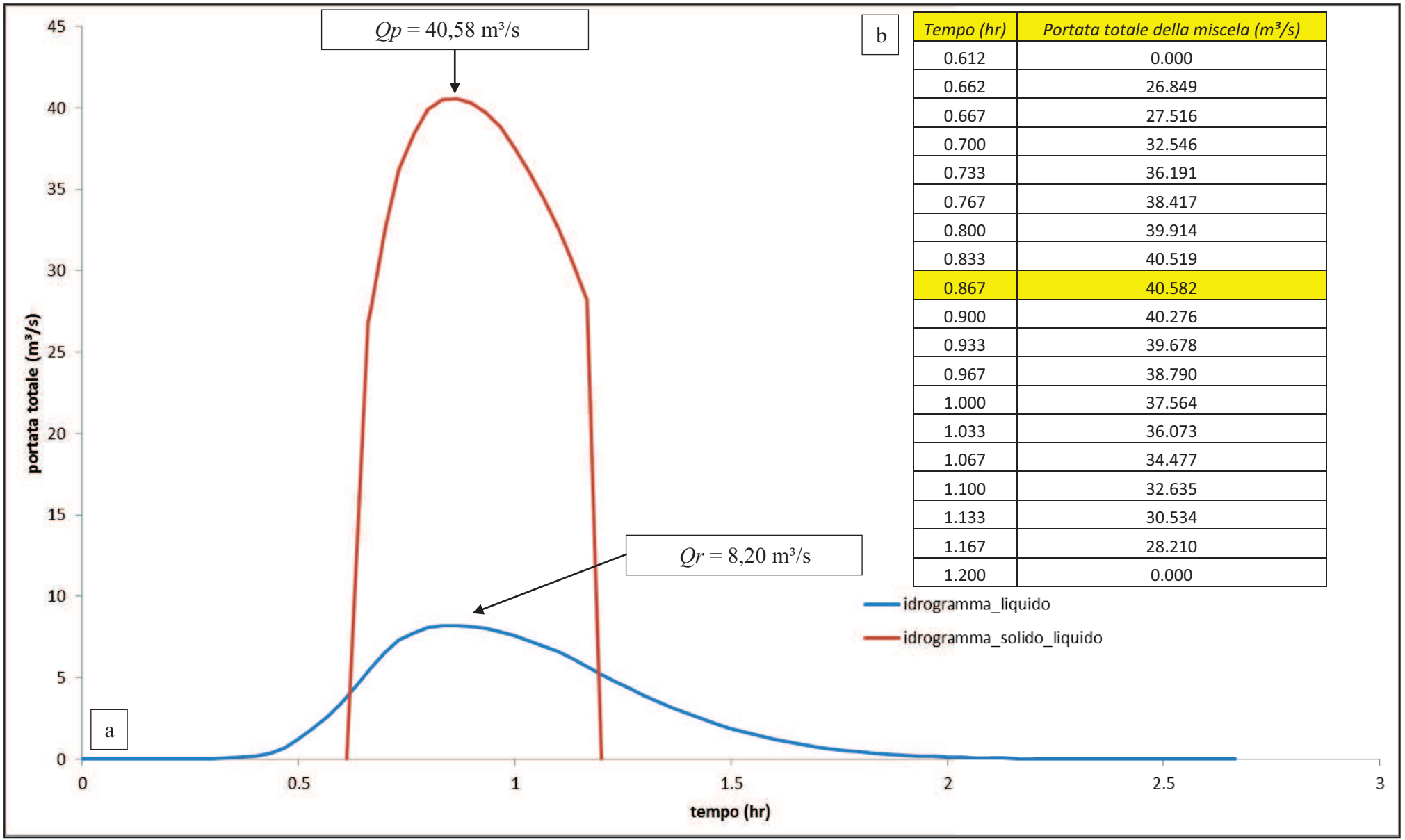
ρs è il peso specifico dei grani (assunto pari a 2,65 g/cm³);

ρ è il peso specifico dell'acqua (assunto pari a 1,00 g/cm³);

d90 è il percentile cui corrisponde il 90% di passante (assunto pari a 0,35 m).

La durata complessiva dell'evento è stata stimata in circa 35 minuti con un tempo al picco stimato in circa 15 minuti. Il volume totale di tale colata è stato stimato in circa 70.000,00 m³ (con un contributo dei deflussi liquidi superficiali stimato in circa 15.000,00 m³) con un valore di portata al picco pari a 40,58 m³/s. La concentrazione solido-volumetrica in corrispondenza del fronte è stata stimata in 0,520, mentre il valore medio stimato è risultato pari a 0,495. L'altezza al picco del fronte di colata in corrispondenza della sezione di innesco calcolata facendo ricorso alla relazione di *Poiselle (1980)* valida per il regime di moto laminare (equazione 6.10 e 6.11) è risultata pari a circa 2,10 m. Stimata l'altezza massima raggiunta dal fronte della colata è stato possibile calcolare la velocità della stessa in corrispondenza della sezione di innesco considerando la relazione del modello newtoniano viscoso (equazione 6.12). Tale valore, assumendo *k* pari a 5,00, è risultato pari a circa 2,00 m/s. Infine, utilizzando i valori su ricavati e la relazione 6.13 è stato possibile calcolare la forza d'impatto totale della colata di detrito in corrispondenza della sezione di innesco. Tale valore è risultato pari a 151.550,07 N.

In figura 6.13 si riporta l'idrogramma dei deflussi liquidi totali e l'idrogramma solido-liquido della colata del Rio Lazer del novembre 1966.



Tempo (hr)	Portata totale della miscela (m³/s)
0.612	0.000
0.662	26.849
0.667	27.516
0.700	32.546
0.733	36.191
0.767	38.417
0.800	39.914
0.833	40.519
0.867	40.582
0.900	40.276
0.933	39.678
0.967	38.790
1.000	37.564
1.033	36.073
1.067	34.477
1.100	32.635
1.133	30.534
1.167	28.210
1.200	0.000

Fig. 6.13: *(a)* idrogramma dei deflussi liquidi superficiali e idrogramma totale della colata del novembre del 1966. *(b)* idrogramma del miscuglio solido-liquido.

6.5 Caratterizzazione idrologico-idraulica e idrogramma solido-liquido della colata di detrito del canale di Ravina di Cancìa del 18/07/2009

Il calcolo della portata critica unitaria secondo l'equazione 6.1 dipende dall'angolo di inclinazione del fondo alveo *(ϑ)* e dal diametro medio dei sedimenti *(d_M)*. A tale valore occorre quindi aggiungere il deflusso sottosuperficiale unitario che satura l'ammasso detritico e che, per Ravina di Cancìa, è stato stimato da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)* in circa 0,0855 m^2/s. La portata soglia è dunque data dalla portata critica unitaria sommata a quella di saturazione del letto detritico, moltiplicata quindi per la larghezza della sezione di deflusso. Tale valore cambia in relazione allo stato di ricarica del canale. Nel luglio 2002 *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)* hanno misurato una larghezza della sezione di deflusso al fondo di 8,00 m mentre i rilievi del 2013 hanno dato una larghezza al fondo pari a 8,20 m. Si assume, quindi, un valore di riferimento pari a 8,20 m. La portata critica unitaria calcolata secondo l'equazione 6.1 ed assumendo $\vartheta = 29°$ e $d_M = 0{,}0905$ m (tabella 6.6) risulta essere pari a 0,048 m^2/s. La portata critica totale risulta essere dunque pari a 0,393 m^3/s. Aggiungendo il contributo del deflusso sottosuperficiale che si infiltra nel letto detritico si ottiene un valore finale pari a 1,094 m^3/s. Questo valore di portata critica è associato a condizioni di canale riempito di sedimenti ed è un valore medio, ovvero tiene conto delle possibili oscillazioni del grado di riempimento del canale. Nel caso di canale parzialmente svuotato da un evento precedente la portata critica diminuisce perché la larghezza della sezione di deflusso si riduce. In questo caso, assumendo una larghezza di riferimento pari a 4,10 m, si ottiene un valore di portata critica totale pari a 0,547 m^3/s. Questi valori di portata critica risultano notevolmente minori rispetto al deflusso liquido superficiale generato dall'evento pluviometrico del 18/07/2009 (vedi paragrafo 3.3 e figura 3.10 e 3.11).

Osservando i deflussi superficiali simulati in corrispondenza della zona di innesco (vedi figura 3.10) si nota un primo picco di portata liquida alle ore 3:05 superiore al valore critico su calcolato, seguito quindi da un secondo picco alle ore 3:40 superiore di circa tre volte al valore soglia. Si evince inoltre che il primo picco alle ore 3:05 ha mobilizzato quantitativi non elevati di sedimenti poiché di breve durata, mentre il secondo è durato abbastanza da dar luogo al processo di erosione che ha permesso di mobilitare un volume

cospicuo di sedimenti. In figura 6.14 si ridisegna l'idrogramma di figura 3.10 rimarcandone la parte che ha maggiormente contribuito al processo di erosione del canale di Ravina di Cancìa ed alla formazione della colata di detrito del 18/07/2009.

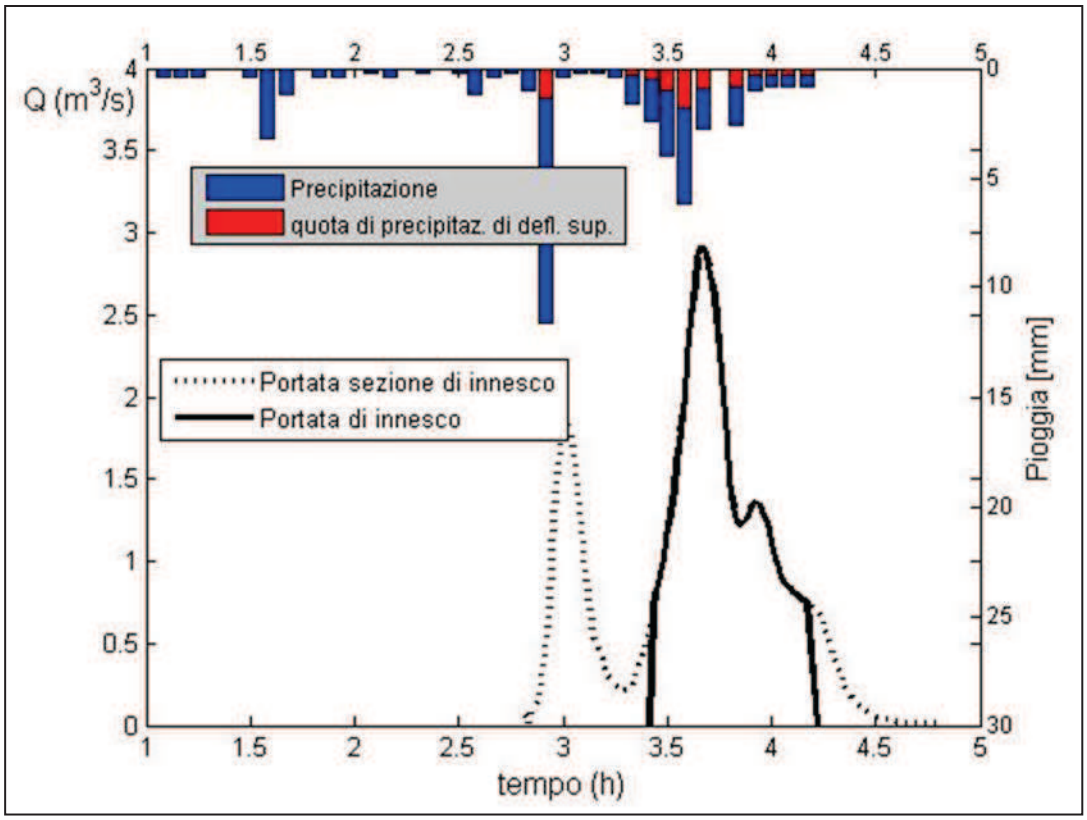


Fig. 6.14: idrogramma dei deflussi superficiali alla sezione di innesco della colata detritica del 18/07/2009 simulati mediante modello idrologico. In nero vengono rimarcati i deflussi superficiali che hanno maggiormente contribuito alla formazione del flusso massivo.

Il volume di materiale eroso tra la sezione di innesco ed il salto di roccia a quota 1.517,00 m s.l.m. è stato stimato in via speditiva per sezioni nell'agosto del 2009 in circa 10.000,00 m^3. Questa è la volumetria solida iniziale che ha generato la colata detritica del 18/07/2009. La colata, quindi, si è propagata arando ancora il canale a valle del salto di roccia fino alla confluenza col rio proveniente dall'area del *Bus del Diau* dove è stata alimentata dai deflussi liquidi provenienti da quest'ultimo bacino (vedi figura 3.11).

A partire dalle informazioni suddette si può quindi costruire l'idrogramma solido-liquido a valle della confluenza. I contributi liquidi sono dati dalla somma della parte di idrogramma della sezione di innesco contribuente alla colata (profilo nero in figura 6.14)

con la parte di idrogramma della figura 3.11 a partire dalle ore 3:45. Tale somma risulta giustificata dalla tempistica: 5 minuti è, infatti, una stima ragionevole del tempo necessario alla colata detritica per formarsi ed arrivare alla confluenza col canale proveniente dall'area del *Bus del Diau*. Il contributo solido all'idrogramma solido-liquido in corrispondenza della confluenza si può ottenere dalle stime d'insieme dei volumi di sedimento depositati ed erosi eseguite dallo studio Galli (vedi paragrafo 3.3). Secondo quanto scritto al capitolo 3 il volume di sedimento transitante a valle della piazza di deposito alta è stato stimato in 16.975,00 m^3.

L'idrogramma solido-liquido relativo alla somma dei deflussi superficiali sfasati di 5 minuti, tempo perché si formi e si propaghi verso valle la colata di detrito dalla quota 1.666,00 m s.l.m. e tale che si abbia la concomitanza dei picchi, utilizzando un volume di sedimento pari a 16.975,00 m^3 ed una concentrazione del sedimento a riposo nella sezione di innesco pari a 0,75 è rappresentato in figura 6.15, insieme a quello relativo alla sola sezione di innesco di quota 1.666,00 m s.l.m. Per il calcolo della portata di picco dell'idrogramma solido-liquido alla confluenza si è utilizzato sia il volume di sedimento che il valore della concentrazione solida del fronte (*modo 2*, opzione 3) calcolata in 0,558 secondo la formulazione proposta da *Lien & Tsai (2003)* (vedi paragrafo 6.2 e tabella 6.6). Si è utilizzato questo valore per tener conto che a causa del deposito sulla piazza alta di parte della frazione solida e dell'immissione liquida dal canale proveniente dall'area del *Bus del Diau* la colata presenta una concentrazione liquido volumetrica maggiore rispetto a quella di partenza nel tratto di canale da quota 1.666,00 a quota 1517,00 m s.l.m.

Parametro	**Valore**
Idrogramma del deflusso liquido	file ottenuto mediante l'applicazione del modello idrologico cinematico distribuito
Diametro medio del sedimento da analisi granulometrica in alveo	0,0905 m (90,50 mm)
Pendenza del fondo alveo in corrispondenza della sezione di innesco della colata di detrito *(triggering area)*	55,80 % (circa 29,00°)
Relazione per il calcolo della portata critica unitaria	Relazione empirica proposta da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)*
Portata di filtrazione unitaria	0,0855 m^2/s (pari a 0,701 m^3/s)
Larghezza del fondo del canale in corrispondenza della sezione di innesco della colata di detrito *(triggering area)*	8,20 m

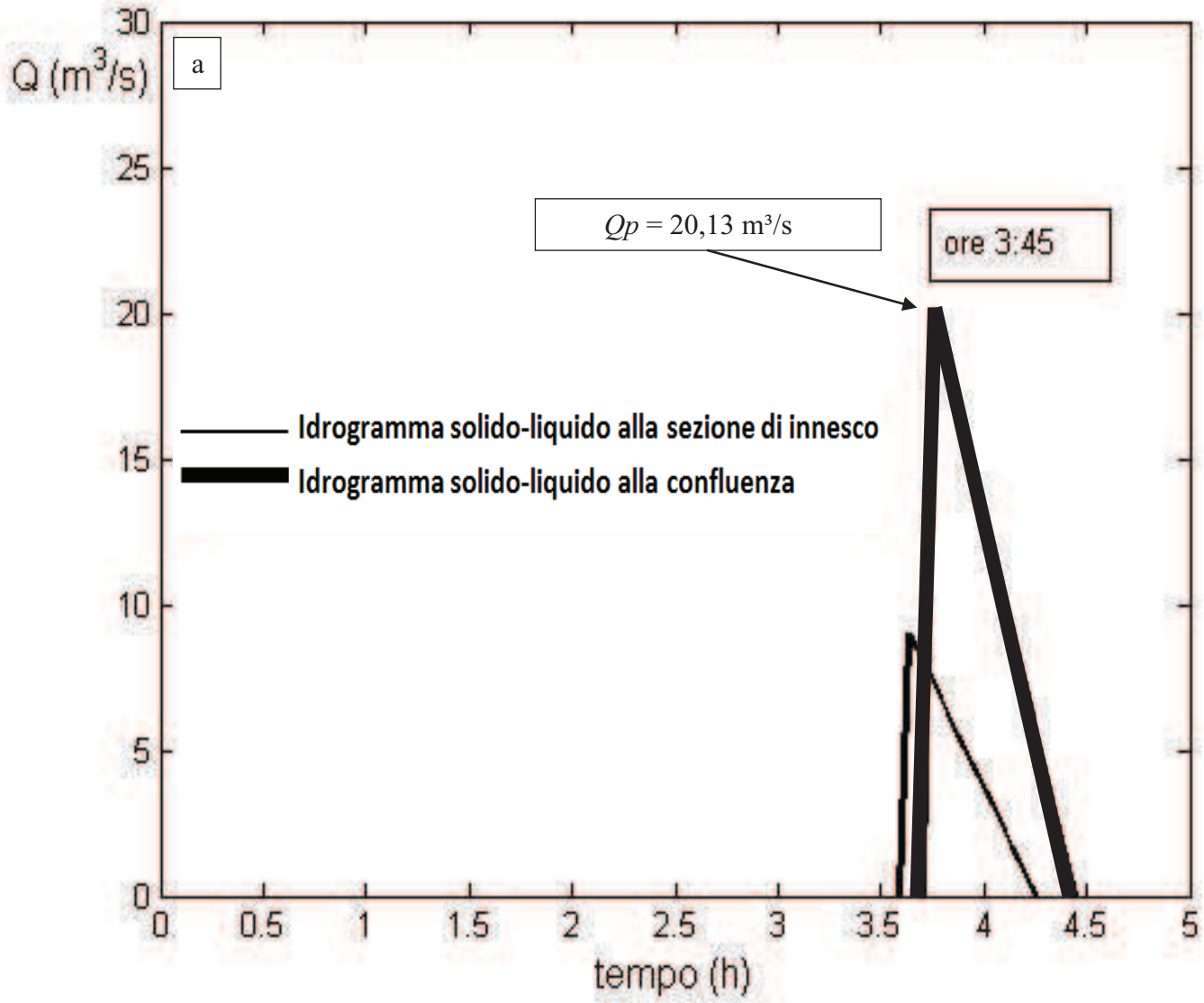
Parametro	Valore
Concentrazione volumetrica del sedimento secco *(dry sediment concentration)*	0,75
Concentrazione volumetrica del sedimento in corrispondenza del fronte della colata di detrito *(Lien & Tsai, 2003)*	0.558
Grado di saturazione del sedimento	100,00%
Forma dell'idrogramma solido-liquidi del miscuglio *(modo 1, modo 2)*	*Modo 2* (idrogramma solido-liquido del miscuglio dalla forma triangolare)
Coefficiente di riduzione *RC*	0,80
Volume dei sedimenti	16.975,00 m³
Output step	2 minuti

Tab. 6.6: parametri di input utilizzati nel modello di innesco della colata di detrito del canale di Ravina di Cancìa del luglio 2009. La modellazione è stata eseguita considerando l'idrogramma di mistura di forma triangolare.

Nella seguente tabella 6.7 si riportano alcuni dei parametri di output ottenuti dall'applicazione del modello d'innesco e caratterizzanti (dal punto di vista idrologico-idraulico) l'evento di colata occorso il 18/07/2009.

Parametro	Valore
Portata di picco dei deflussi liquidi combinati	6,44 m³/s
Durata dell'idrogramma dei deflussi liquidi superficiali	1,60 ore (circa 96 minuti)
Volume liquido totale	10.508,09 m³
Volume liquido contribuente alla formazione della colata	9.796,71 m³
Concentrazione solido-volumetrica media della colata di detrito	0,476
Volume della sola fase solida della colata di detrito	12.731,25 m³
Volume totale della colata di detrito	26.771,71 m³
Portata di picco della colata di detrito	20,13 m³/s
Durata dell'idrogramma solido-liquido	0,74 ore (circa 45 minuti)

Tab. 6.7: parametri di output del modello di innesco della colata di detrito di Cancìa del 2009.



b

Ora legale	*Portata totale della miscela (m³/s)*
3:42	0.111
3:45	20.133
3:47	19.158
3:49	18.184
3:51	17.210
3:53	16.235
3:55	15.261
3:57	14.287
3:59	13.312
4:01	12.338
4:03	11.364
4:05	10.389
4:07	9.415
4:09	8.441
4:11	7.446
4:13	6.492
4:15	5.517
4:17	4.543
4:19	3.569
4:21	2.594
4:23	1.620
4:25	0.646
4:27	0.000

Fig. 6.15: *(a)* idrogramma solido-liquido della colata detritica in corrispondenza della sezione di innesco a quota 1.666,00 m s.l.m. ed in corrispondenza della confluenza. *(b)* idrogramma solido-liquido alla confluenza.

7. SIMULAZIONI NUMERICHE DI BACK-ANALISI MEDIANTE IL MODELLO DI PROPAGAZIONE DELLE COLATE DI DETRITO *"D.F.R.M."*

Nel presente capitolo si andranno ad illustrare le simulazioni numeriche eseguite con il modello di propagazione delle colate di detrito a celle *(Debris Flow Routing Model, Gregoretti et al. 2011)* per l'evento occorso il 5 luglio 2006 sul conoide di Fiames, per l'evento occorso il 4 novembre 1966 sul conoide del Rio Lazer ed infine per l'evento occorso il 18 luglio 2009 sul bacino di Ravina di Cancìa.

Nel presente capitolo viene volutamente tralasciata la trattazione del modello matematico e numerico del codice di calcolo impiegato per la quale si rimanda invece all'appendice B del presente elaborato.

7.1 Simulazione di back-analisi della colata di detrito di Fiames

Per tutte le simulazioni numeriche vi sono delle informazioni che possono considerarsi dati di input costanti ovvero non legati a stime, in particolare: il modello digitale del terreno del dominio di calcolo (vedi capitoli 4 e 5 e paragrafo 7.3), l'idrogramma di mistura calcolato mediante il modello d'innesco (vedi capitolo 6) e la posizione della presunta area sorgente *(inlet section)* dell'evento modellato (vedi figure 7.1, 7.7 e 7.11). Per il caso studio di Fiames, essa è stata indentificata nel punto ove, durante l'evento del luglio del 2006, si è verificato lo sbarramento del canale storico con successiva avulsione del flusso di detrito in sinistra idrografica (vedi figure 7.1, 1.9 e 1.10).

I parametri di input del codice di calcolo utilizzato sono il coefficiente di *Chezy* adimensionale C_H [1] ed i coefficienti per il calcolo dell'erosione e deposito del miscuglio solido-liquido. Il coefficiente di *Chezy* adimensionale C_H è il parametro che, nel caso di

[1] Tale valore può essere calcolato mediante la seguente relazione in funzione del raggio idraulico:

$$C_H = \frac{C}{\sqrt{g}} = \frac{V}{\sqrt{g \cdot Rh \cdot i}}$$

dove:
V è la velocità della corrente;
Rh è il raggio idraulico della sezione;
i è la pendenza del fondo dell'alveo.

colata in regime granulo-inerziale, regola la resistenza al moto ovvero la resistenza che il contorno bagnato oppone alla propagazione verso valle della colata stessa. Come valori di riferimento per le colate di detrito che propagano verso valle in condizioni di moto turbolento, *Gregoretti (2000)* e *Rickenmann & Weber (2000)* hanno proposto il range $1{,}00 \leq C_H \leq 3{,}00$. Si sottolinea tuttavia che per colate di magnitudo elevata l'effetto di rallentamento esercitato dal contorno bagnato diminuisce, per cui il coefficiente C_H può assumere valori anche superiori al range proposto. Per caratterizzare il conoide di Fiames sono stati considerati diversi valori del coefficiente di scabrezza nonché delle velocità e degli angoli di inclinazione limite per i processi di erosione (limite inferiore) in funzione della copertura-uso del suolo (figura 7.2)[2]. In tabella 7.1 si riporta una sintesi dei valori utilizzati.

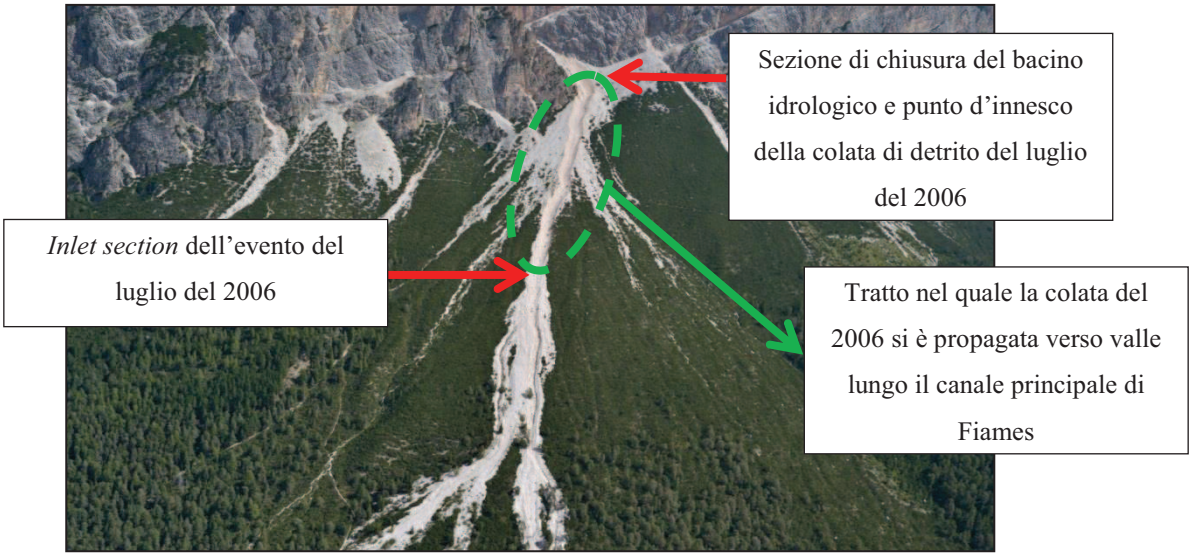


Fig. 7.1: posizione della sezione di inlet considerata relativa all'evento di colata detritica occorso il 05/07/2006 sul conoide di Fiames.

Oltre ai parametri suddetti, ci sono ulteriori due costanti empiriche considerate dal codice di calcolo, in quanto comprese nella legge di *Egashira & Ashida (1987)*, e che regolano la velocità di erosione e di deposito: rispettivamente K_E e K_D. Tali coefficienti moltiplicativi possono assumere valori compresi tra 0 ed 1[3].

[2] La mappa dell'uso del suolo è stata ottenuta mediante foto-interpretazione delle ortofotocarte del 2000, 2003 e 2006.

[3] *Egashira & Ashida (1987)* sulla base di esperimenti di laboratorio propongono per entrambi i coefficienti un valore pari ad 1.

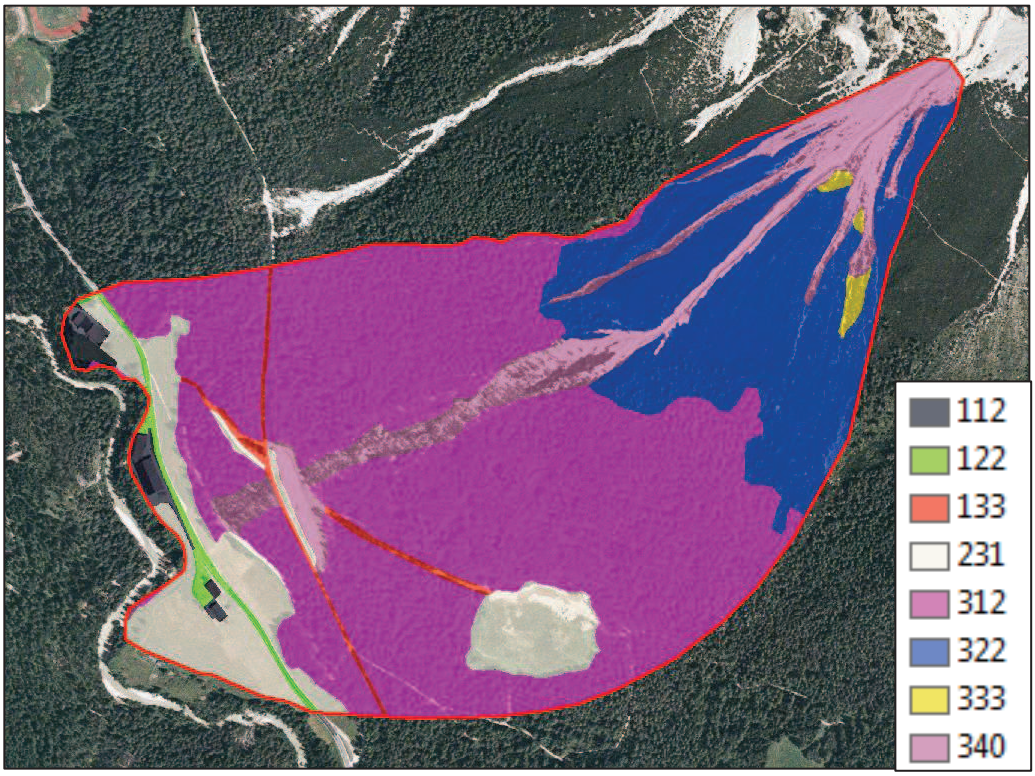


Fig. 7.2: carta delle categorie-usi del suolo del conoide di Fiames pre-evento montata su ortofoto 2000.

Copertura/uso del suolo	*Codice*	*Coeff. di Chezy adimensionale (scabrezza)*	*angolo limite di erosione (°)*	*velocità limite di erosione (m/s)*
Urbano discontinuo	112	1,0	89,0	9,0
Rete stradale asfaltata	122	4,0	30,0	3,0
Cantieri e strade sterrate	133	4,0	15,0	2,0
Prati stabili	231	3,0	20,0	2,0
Boschi di conifere	312	2,0	20,0	2,5
Cespuglieti e mughete	322	2,0	20,0	2,0
Vegetazione rada	333	3,0	20,0	3,0
Ghiaioni	340	4,0	20,0	2,0

Tab. 7.1: valori del coefficiente di scabrezza adimensionale di *Chezy* nonché dell'inclinazione e della velocità limite di erosione per le diverse categorie di copertura-uso del suolo del conoide di Fiames.

Poiché la conoscenza dei parametri su indicati è affetta da notevole incertezza, si è eseguita un'analisi di sensibilità del modello al variare degli stessi. Tale analisi è stata condotta cambiando ad ogni simulazione uno o più parametri di input e andando quindi a valutare (sia graficamente che analiticamente) la coerenza tra lo scenario simulato e quello

reale misurato. Il confronto misurato-simulato è stato eseguito utilizzando un codice di calcolo accessorio che compara tanto le aree quanto i volumi, sia totali che divisi per classi di spessori. Nello specifico, tale codice fornisce in output i seguenti file:

- file di testo contenente il report del raffronto tra la carta delle erosioni e depositi misurati post-evento e la carta finale delle erosioni e dei depositi simulati dal modello di propagazione *(final_eros_deposit.flt)*. Nel raffronto, come già detto, il codice accessorio compara non solo le aree ma anche i volumi, fornendo nel report un resoconto sia in relazione ai valori totali che in relazione ai valori divisi per classi (tali classi possono essere definite manualmente oppure calcolate in automatico dal codice; nel caso in esame sono state considerate le classi riportate nella carta delle erosioni e depositi misurati di figura 1.15). In ultima, nel resoconto sono riportati i valori di due indici di accuratezza proposti in letteratura, ovvero l'indice di accuratezza di *Schiedl & Rickenman (2010)* e l'indice di accuratezza *F-Fit%* di *Bates e Roo (2000)*. Si rimanda alla bibliografia per ulteriori approfondimenti;
- quattro mappe raster formato *.flt*, ovvero: la mappa delle erosioni e depositi misurati nelle classi di spessori considerate, la mappa delle erosioni e depositi simulati nelle classi di spessori considerate, la mappa che mostra il misurato simulato correttamente e non correttamente ed infine la mappa delle sovrapposizioni corrette. Quest'ultima mappa riporta graficamente le informazioni che il codice di calcolo memorizza nella variabile *"val_sovrap"*. In particolare, se in una cella si ha deposito misurato ma non simulato il codice alla variabile *"val_sovrap"* associa l'identificativo 3 (-3 nel caso di erosione), mentre se in una cella si ha deposito simulato ma non misurato il codice alla variabile *"val_sovrap"* associa l'identificativo 4 (-4 nel caso di erosione). Se in una cella si ha sia deposito misurato che simulato ma non appartenenti alla medesima classe il codice alla variabile *"val_sovrap"* associa l'identificativo 2 (-2 nel caso di erosione), mentre se in una cella si ha sia deposito misurato che simulato appartenenti alla stessa classe il codice alla variabile *"val_sovrap"* associa l'identificativo 1 (-1 nel caso di erosione). Infine, se in una cella si ha deposito simulato in presenza di erosione misurata il codice alla variabile *"val_sovrap"* associa l'identificato 5, se viceversa il codice alla variabile *"val_sovrap"* associa l'identificativo -5.

Al fine di identificare la combinazione parametrica migliore, ovvero quella in grado di fornire la corrispondenza misurato-simulato maggiore, si sono dapprima confrontati globalmente le aree ed i volumi di deposito ed erosione, questo ha permesso di identificare le combinazioni parametriche in grado di fornire i risultati più aderenti alla realtà sia a scala di singolo processo (erosione o deposito; tabella 7.3 e 7.4) sia a scala di evento (erosione più deposito; tabella 7.5). Esse sono state dunque poste a confronto considerando nel dettaglio le singole classi di spessore di deposito e di profondità di erosione misurate post-evento (vedi figura 1.15) identificando di conseguenza la combinazione parametrica ottimale per la simulazione della colata (tabella 7.2) mediante il codice di calcolo *D.F.R.M.* Nel presente paragrafo viene volutamente tralasciata la presentazione dei risultati della comparazione analitica misurato-simulato per la quale si rimanda invece all'appendice D del presente elaborato.

Parametri di input	***Sim_35***
Idrogramma di mistura utilizzato	Idro_8461mc
DTM utilizzato	Modello gaussiano (100 m)
Minimum flow depth for routing (m)	0,01
Egashira erosion coefficient (-)	0,05
Egashira deposition coefficient (-)	0,02
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,05
Superior deposition angle (°)	18,00
Superior deposition velocity (m/s)	0,50
Inferior erosion angle (°)	Distribuito
Inferior erosion velocity (m/s)	Distribuito
Angolo limite per la propagazione della colata di detrito	10,00
Coefficiente moltiplicativo del deposito	2,00
Dry sediment concentration	0,70

Tab. 7.2: combinazione parametrica migliore per la simulazione numerica di back-analisi dell'evento di colata detritica occorso il 05/07/2006 sul bacino di Fiames mediante il codice di calcolo *D.F.R.M.*

Parametri di input	***Sim_25***	***Sim_26***	***Sim_34***	***Sim_35***	***Sim_36***	***Sim_37***	***Sim_38***
Idrogramma di mistura utilizzato	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc
DTM utilizzato	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)
Minimum flow depth for routing (m)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Egashira erosion coefficient (-)	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Egashira deposition coefficient (-)	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,10	0,10	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10
Superior deposition angle (°)	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00
Superior deposition velocity (m/s)	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Inferior erosion angle (°)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Inferior erosion velocity (m/s)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Angolo limite per la propagazione della colata di detrito	5,00	5,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Coefficiente moltiplicativo del deposito	5,00	5,00	1,00	2,00	3,00	2,00	5,00
Dry sediment concentration	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70

Tab. 7.3: parametri di input utilizzati durante l'analisi di sensibilità del modello nel conoide di Fiames (estratto delle simulazioni che si sono dimostrate migliori nell'emulare i processi deposizionali).

Parametri di input	***Sim_10***	***Sim_15***	***Sim_17***	***Sim_22***	***Sim_26***	***Sim_27***	***Sim_35***
Idrogramma di mistura utilizzato	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc
DTM utilizzato	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)
Minimum flow depth for routing (m)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Egashira erosion coefficient (-)	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Egashira deposition coefficient (-)	0,05	0,05	0,05	0,04	0,01	0,02	0,02
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,05
Superior deposition angle (°)	14,00	14,00	15,00	18,00	18,00	17,00	18,00
Superior deposition velocity (m/s)	0,30	0,40	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Inferior erosion angle (°)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Inferior erosion velocity (m/s)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Angolo limite per la propagazione della colata di detrito	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	10,00
Coefficiente moltiplicativo del deposito	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	2,00
Dry sediment concentration	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70

Tab. 7.4: parametri di input utilizzati durante l'analisi di sensibilità del modello nel conoide di Fiames (estratto delle simulazioni che si sono dimostrate migliori nell'emulare i processi erosivi).

Parametri di input	***Sim_17***	***Sim_25***	***Sim_26***	***Sim_32***	***Sim_34***	***Sim_35***	***Sim_38***
Idrogramma di mistura utilizzato	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc	Idro_8461mc
DTM utilizzato	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)	Modello gaussiano (100 m)
Minimum flow depth for routing (m)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Egashira erosion coefficient (-)	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Egashira deposition coefficient (-)	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,10	0,10	0,10	0,07	0,05	0,05	0,10
Superior deposition angle (°)	15,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00	18,00
Superior deposition velocity (m/s)	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Inferior erosion angle (°)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Inferior erosion velocity (m/s)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Angolo limite per la propagazione della colata di detrito	5,00	5,00	5,00	3,00	10,00	10,00	10,00
Coefficiente moltiplicativo del deposito	5,00	5,00	5,00	1,00	1,00	2,00	5,00
Dry sediment concentration	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70

Tab. 7.5: parametri di input utilizzati durante l'analisi di sensibilità del modello nel conoide di Fiames (estratto delle simulazioni che si sono dimostrate migliori nell'emulare sia i processi erosivi che deposizionali).

Come si nota in tabella 7.6, utilizzando la combinazione parametrica di tabella 7.2 il modello di propagazione a celle ha simulato circa il 90% dell'area con deposito misurato e circa il 70% dell'area con erosione misurata. Di tali superfici, circa il 75% per il deposito e circa il 40% per l'erosione sono state simulate correttamente anche per quel che concerne gli spessori e le profondità rilevati post-evento. Il volume complessivo di deposito simulato è risultato pari a 9.352,53 m^3 (rapporto volume di deposito stimato post-evento/volume di deposito simulato pari a 1,20). Tale volume è stato interamente simulato all'interno del range degli spessori di deposito misurati post-evento (no sovrastima degli spessori di deposito); di esso, il 26% è stato inoltre simulato correttamente (spessore simulato uguale a quello misurato). Si sottolinea tuttavia che c'è una sovrastima dell'area di deposito misurata (rapporto area di deposito stimato post-evento/area di deposito simulata pari a 0,33) giustificabile considerando che l'applicazione dell'algoritmo del kriging induce una smussatura delle singolarità topografiche con conseguente semplificazione della morfologia del terreno. Il volume complessivo di erosione simulato è risultato pari a 6.545,46 m^3 (rapporto volume di erosione stimato post-evento/volume di erosione simulato pari a 0,30). Di esso il 25% è stato simulato correttamente nelle profondità.

Analizzando inoltre i risultati in riferimento alle singole classi di spessore di deposito stimato emerge che il modello a celle ha simulato correttamente circa il 90% dell'area interessata dal deposito della frazione fina ($0,0<x<0,50$ m), mentre le classi di deposito superiori non sono state simulate. Si sottolinea tuttavia che circa l'85% dell'area di deposito misurata è costituita da frazione fina. Analizzando infine i risultati in riferimento alle singole classi di profondità di erosione si nota che il modello a celle ha simulato correttamente circa il 43% dell'area afferente alla classe di profondità -0,25 m, circa il 5% dell'area afferente alla classe di profondità -0,75 m e circa il 3% dell'area afferente alla classe di profondità -1,25 m. Si sottolinea tuttavia che circa il 95% dell'area di erosione misurata rientra nella classe di profondità -0,25 m.

L'indice di accuratezza globale ω di *Scheidl & Rickenmann (2010)* per il solo deposito è risultato pari a -0,80 (ciò è dovuto alla sovrastima dell'area di deposito misurata), mentre per la sola erosione è risultato pari a +0,94.

Nelle seguenti figure 7.3 e 7.4 viene rappresentata rispettivamente la carta finale delle profondità di erosione e degli spessori di deposito della simulazione numerica migliore e la corrispondente carta delle sovrapposizioni corrette.

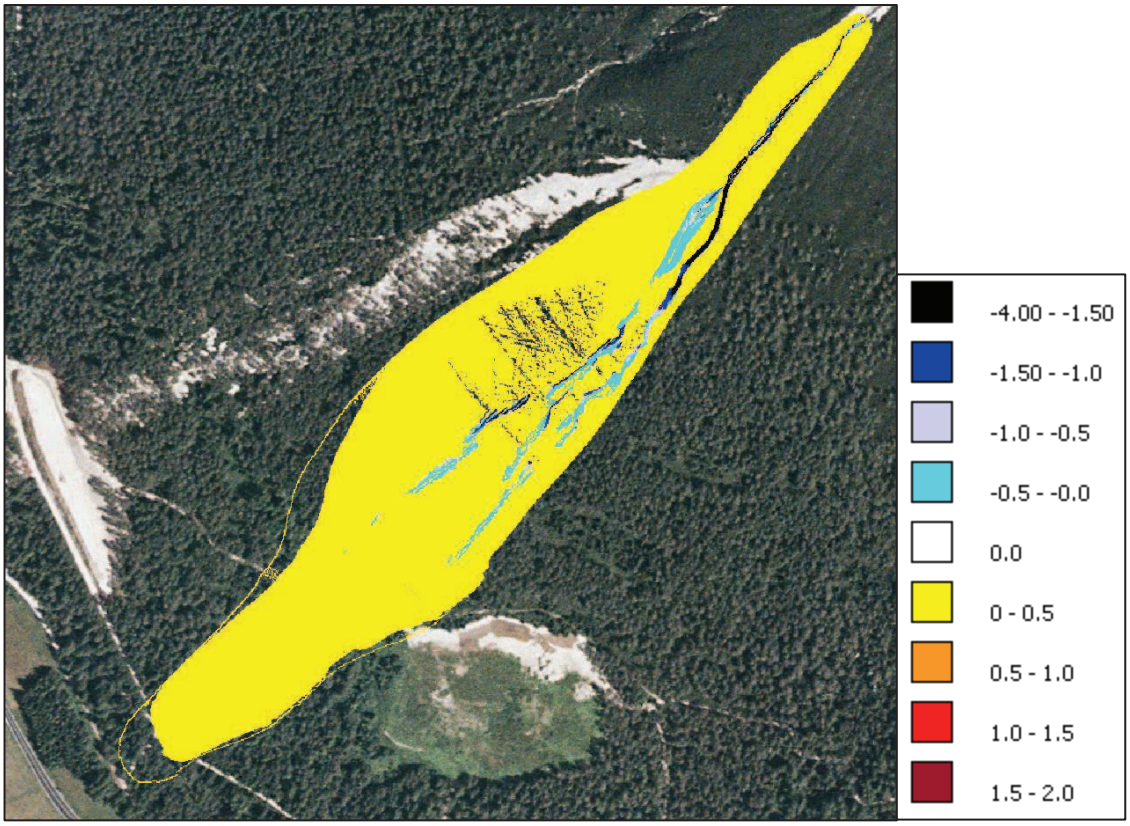


Fig. 7.3: carta finale delle erosioni e dei depositi della simulazione numerica migliore montata su ortofoto 2000.

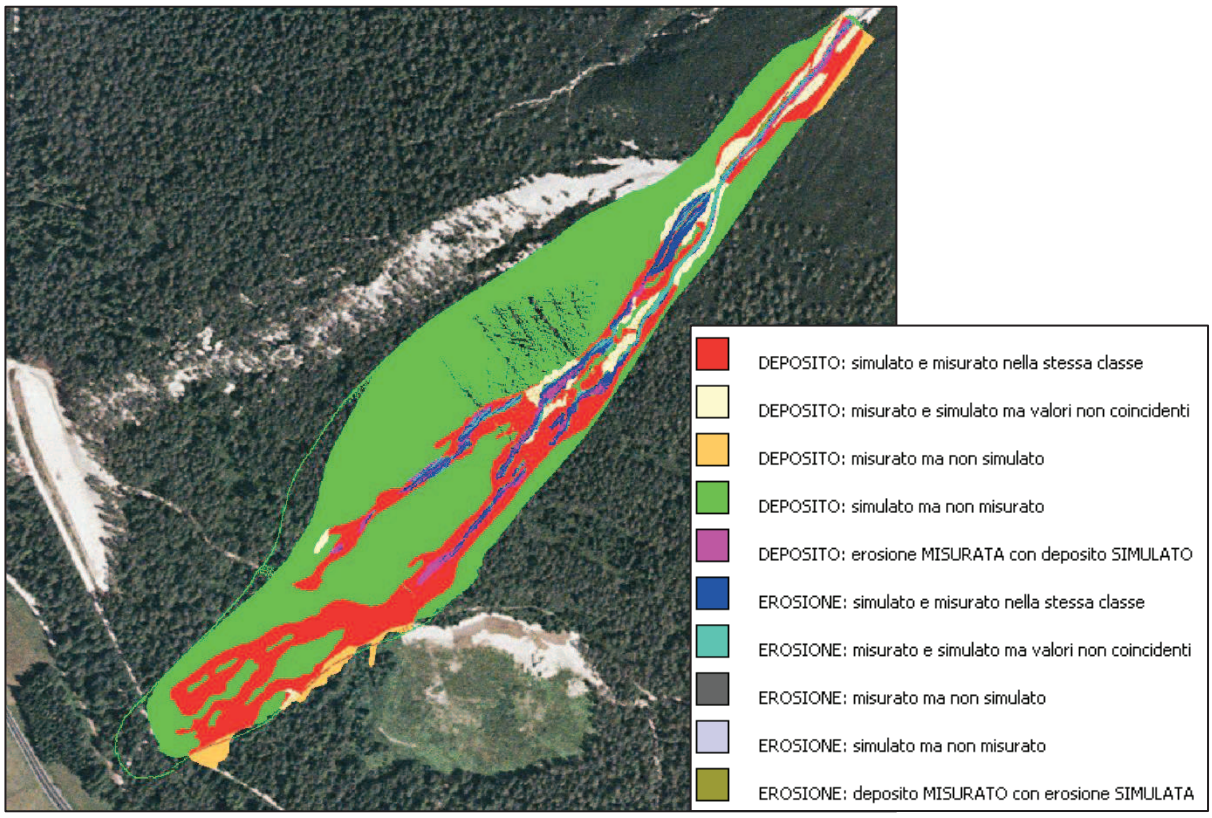


Fig. 7.4: carta delle sovrapposizioni corrette della simulazione numerica migliore montata su ortofoto 2000.

area deposito misurata (mq)	32.638,00
area deposito simulata complessiva (mq)	99.870,00
area deposito simulata nell'intervallo di classi di deposito considerato (mq)	99.870,00
area erosione misurata (mq)	7.093,00
area erosione simulata complessiva (mq)	10.754,00
area erosione simulata nell'intervallo di classi di erosione considerato (mq)	4.838,00
volume deposito misurato (mc)	11.236,00
volume deposito simulato (mc)	9.352,53
volume deposito simulato nell'intervallo di classi di deposito considerato (mc)	9.352,53
volume di deposito simulato nell'area misurata (mc)	3.059,22
volume erosione misurato (mc)	1.986,25
volume erosione simulato (mc)	6.545,46
volume erosione simulato nell'intervallo di classi di erosione considerato (mc)	1.890,43
volume di erosione simulato nell'area misurata (mc)	3.810,69
percentuale di area con deposito misurato e simulato	89,66
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	7,51
percentuale di area con deposito simulato ma non misurato	216,33
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	75,34
percentuale di volume di deposito misurato correttamente simulato	25,89
percentuale di area con erosione misurata e simulata	70,01
percentuale di area con erosione misurata ma non simulata	0,01
percentuale di area con erosione simulata ma non misurata	13,39
percentuale di area con erosione misurata correttamente simulata	41,32
percentuale di volume di erosione misurato correttamente simulato	25,39
percentuale di area di deposito simulata con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,00
percentuale di volume di deposito simulato con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,00
percentuale di area di erosione simulata con spessori al di fuori del range di quelli misurati	83,41
percentuale di volume di erosione simulato con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,00
area misurata (mq) con deposito di classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	27.442,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	6.860,50
area simulata (mq) con deposito di classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	99.859,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	9.346,71
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,5)	75,34
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,5)	25,89
area misurata (mq) con deposito di classe 0,75m (0,5<x<1,0m)	4.273,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	3.204,75
area simulata (mq) con deposito di classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	11,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	5,83
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0)	0,00
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0)	0,00
area misurata (mq) con deposito di classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	889,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	1.111,25
area simulata (mq) con deposito di classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	0,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	0,00
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 1,0<x<1,5)	0,00
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 1,0<x<1,5)	0,00
area misurata (mq) con deposito di classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	34,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	59,50
area simulata (mq) con deposito di classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	0,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	0,00
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 1,5<x<2,0)	0,00
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 1,5<x<2,0)	0,00

area misurata (mq) con erosione di classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	6.724,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	1.681,00
area simulata (mq) con erosione di classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	3.392,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	581,02
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,0<x<-0,5)	41,07
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,0<x<-0,5)	24,68
area misurata (mq) con erosione di classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	312,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	234,00
area simulata (mq) con erosione di classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	910,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	642,85
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: -0,5<x<-1,0)	0,23
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: -0,5<x<-1,0)	0,58
area misurata (mq) con erosione di classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	57,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	71,25
area simulata (mq) con erosione di classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	536,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	666,56
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: -1,0<x<-1,5)	0,03
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: -1,0<x<-1,5)	0,13
Indici di accuratezza *di Scheidl & Rickenman (2010)*	
Alpha (α) deposito	0,90
Beta (β) deposito	2,16
Gamma (γ) deposito	0,08
Epsilon (ε) deposito	0,55
Omega (ω) deposito	-0,80
Alpha (α) erosione	0,70
Beta (β) erosione	0,13
Gamma (γ) erosione	0,00
Epsilon (ε) erosione	0,37
Omega (ω) erosione	0,94
Alpha (α) erosione + deposito	0,86
Beta (β) erosione + deposito	1,80
Gamma (γ) erosione + deposito	0,06
Epsilon (ε) erosione + deposito	0,58
Omega (ω) erosione + deposito	-0,42
Indice di accuratezza *"F" di Bates e Roo (2000)*	
classe di deposito 0,0<x<0,5m	0,72
classe di deposito 0,5<x<1,0m	0,00
classe di deposito 1,0<x<1,5m	0,00
classe di deposito 1,5<x<2,0m	0,00
Global *F Index* correctly predicted	0,62
Global *F Index* overall deposition	0,90
classe di erosione -0,5<x<0,0m	0,41
classe di erosione -0,5<x<-1,0m	0,01
classe di erosione -1,0<x<-1,5m	0,00
Global *F Index* correctly predicted	0,33
Global *F Index* overall erosion	0,70

Tab. 7.6: risultati della comparazione analitica simulato-misurato per la combinazione parametrica di tabella 7.2. In rosa evidenza dei risultati ottenuti per i soli processi deposizionali; in azzurro evidenza dei risultati ottenuti per i soli processi erosivi.

Tenuto conto, come su riportato, che l'applicazione dell'algoritmo del Kriging su dati topografici induce una marcata smussatura delle singolarità morfologiche con conseguente accentuazione della tendenza del flusso simulato a divagare, si è deciso di effettuare delle ulteriori simulazioni numeriche utilizzando come base topografica un nuovo D.T.M. ottenuto dall'integrazione del raster del modello digitale ad alta risoluzione del 2010 con il raster del modello digitale ottenuto in via geostatistica. Ciò è stato possibile mediante il semplice ricorso all'uso di una relazione condizionale del tipo *"if deposito/erosione misurata=0, DTM 2010, DTM Kriging"*. In tal maniera alle aree interessate dalla colata detritica del 2006 è stato associato un valore di quota letto direttamente dal D.T.M. ottenuto mediante l'applicazione dell'algoritmo del Kriging non stazionario, viceversa alle aree non interessate dalla colata del 2006 è stato associato un valore di quota letto direttamente dal raster del D.T.M. ad alta risoluzione del 2010. Ciò ha creato un "falso topografico" legato alla diversa "natura" dei due set di dati topografici impiegati; in particolare si nota la presenza in alcune zone di margine di una gradinatura più o meno marcata, in taluni punti non giustificata dalla presenza di reali discontinuità morfologiche. Tuttavia, tale procedura ha permesso di valutare il comportamento-risposta del modello numerico utilizzato anche nella condizione di parziale incanalamento del flusso detritico.

L'analisi di sensibilità dei parametri di input, eseguita secondo le modalità su descritte, ha permesso quindi di identificare la combinazione migliore nell'ipotesi di flusso non totalmente disperso in conoide (tabella 7.7). Come si nota in tabella 7.8, utilizzando la combinazione parametrica di tabella 7.7 il modello di propagazione a celle ha simulato circa il 92% dell'area con deposito misurato e circa il 77% dell'area con erosione misurata. Di tali superfici, circa il 70% per il deposito e circa il 30% per l'erosione sono state simulate correttamente anche per quel che concerne gli spessori e le profondità stimati post-evento. Il volume complessivo di deposito simulato è risultato pari a 10.964,88 m^3 (rapporto volume di deposito stimato post-evento/volume di deposito simulato pari a 1,02). Di esso, il 35% è stato inoltre simulato correttamente (spessore simulato uguale a quello misurato). Il volume complessivo di erosione simulato è risultato pari a 8.441,10 m^3 (rapporto volume di erosione stimato post-evento/volume di erosione simulato pari a 0,24). Di esso il 30% è stato simulato correttamente nelle profondità.

Analizzando inoltre i risultati in riferimento alle singole classi di spessore di deposito stimato emerge che il modello a celle ha simulato correttamente circa il 82% dell'area

interessata dal deposito della frazione fina (0,0<x<0,50 m), mentre le classi di deposito superiori non sono state simulate. Analizzando infine i risultati in riferimento alle singole classi di profondità di erosione si nota che il modello a celle ha simulato correttamente circa il 40% della classe di profondità -0,25 m, circa il 10% della classe di profondità -0,75 m e circa il 7% della classe di profondità -1,25 m.

L'indice di accuratezza globale ω di *Scheidl & Rickenmann (2010)* per il solo deposito è risultato pari a +0,23 (ciò è dovuto alla minore sovrastima dell'area di deposito misurata), mentre per la sola erosione è risultato pari a +0,97.

Nelle seguenti figure 7.5 e 7.6 viene rappresentata rispettivamente la carta finale delle profondità di erosione e degli spessori di deposito della simulazione numerica migliore e la corrispondente carta delle sovrapposizioni corrette. Come si nota, l'utilizzo della nuova base topografica permette una simulazione dell'evento del 2006 più aderente alla realtà soprattutto per quel che concerne l'estensione e la forma dell'area interessata.

Parametri di input	***Sim_dtm_new***
Idrogramma di mistura utilizzato	Idro_8461mc
DTM utilizzato	DTM condizionale
Minimum flow depth for routing (m)	0,01
Egashira erosion coefficient (-)	0,05
Egashira deposition coefficient (-)	0,02
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,10
Superior deposition angle (°)	18,00
Superior deposition velocity (m/s)	0,50
Inferior erosion angle (°)	Distribuito
Inferior erosion velocity (m/s)	Distribuito
Angolo limite per la propagazione della colata di detrito	10,00
Coefficiente moltiplicativo del deposito	2,00
Dry sediment concentration	0,70

Tab. 7.7: combinazione parametrica migliore nell'ipotesi di flusso non totalmente disperso.

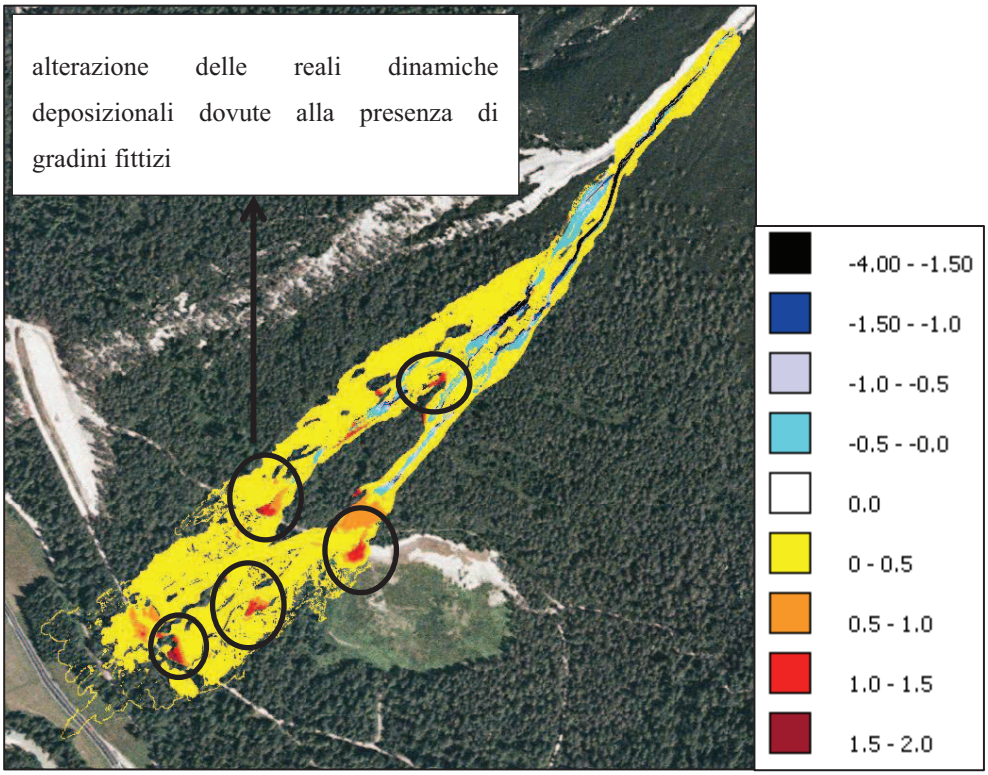


Fig. 7.5: carta finale delle erosioni e dei depositi della simulazione numerica migliore nell'ipotesi di flusso non totalmente disperso montata su ortofoto 2000.

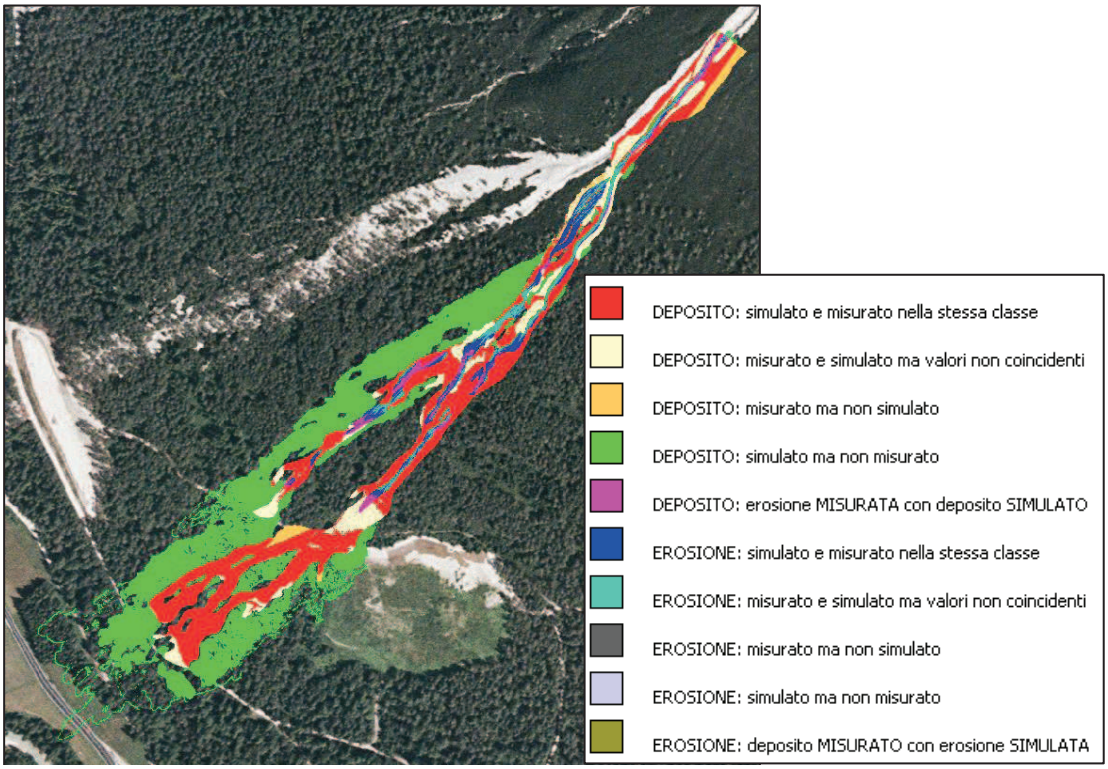


Fig. 7.6: carta delle sovrapposizioni corrette della simulazione numerica migliore nell'ipotesi di flusso non totalmente disperso montata su ortofoto 2000.

area deposito misurata (mq)	32.638,00
area deposito simulata complessiva (mq)	67.424,00
area deposito simulata nell'intervallo di classi di deposito considerato (mq)	67.379,00
area erosione misurata (mq)	7.093,00
area erosione simulata complessiva (mq)	11.592,00
area erosione simulata nell'intervallo di classi di erosione considerato (mq)	5.119,00
volume deposito misurato (mc)	11.236,00
volume deposito simulato (mc)	10.964,88
volume deposito simulato nell'intervallo di classi di deposito considerato (mc)	10.870,57
volume di deposito simulato nell'area misurata (mc)	6.669,34
volume erosione misurato (mc)	1.986,25
volume erosione simulato (mc)	8.441,10
volume erosione simulato nell'intervallo di classi di erosione considerato (mc)	2.438,10
volume di erosione simulato nell'area misurata (mc)	4.945,30
percentuale di area con deposito misurato e simulato	92,04
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	4,87
percentuale di area con deposito simulato ma non misurato	114,54
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	69,16
percentuale di volume di deposito misurato correttamente simulato	35,04
percentuale di area con erosione misurata e simulata	76,79
percentuale di area con erosione misurata ma non simulata	0,01
percentuale di area con erosione simulata ma non misurata	14,47
percentuale di area con erosione misurata correttamente simulata	37,45
percentuale di volume di erosione misurato correttamente simulato	29,00
percentuale di area di deposito simulata con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,14
percentuale di volume di deposito simulato con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,84
percentuale di area di erosione simulata con spessori al di fuori del range di quelli misurati	91,26
percentuale di volume di erosione simulato con spessori al di fuori del range di quelli misurati	4,75
area misurata (mq) con deposito di classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	27.442,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	6.860,50
area simulata (mq) con deposito di classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	62.867,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	7.202,00
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,5)	68,85
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,5)	34,31
area misurata (mq) con deposito di classe 0,75m (0,5<x<1,0m)	4.273,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	3.204,75
area simulata (mq) con deposito di classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	3.432,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	2.253,37
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0)	0,30
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0)	0,73
area misurata (mq) con deposito di classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	889,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	1.111,25
area simulata (mq) con deposito di classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	866,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	1.052,04
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 1,0<x<1,5)	0,00
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 1,0<x<1,5)	0,00
area misurata (mq) con deposito di classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	34,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	59,50
area simulata (mq) con deposito di classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	214,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	363,16
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 1,5<x<2,0)	0,00
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 1,5<x<2,0)	0,00

area misurata (mq) con erosione di classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	6.724,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	1.681,00
area simulata (mq) con erosione di classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	3.064,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	638,87
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,0<x<-0,5)	36,98
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,0<x<-0,5)	27,77
area misurata (mq) con erosione di classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	312,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	234,00
area simulata (mq) con erosione di classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	1.389,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	987,02
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: -0,5<x<-1,0)	0,41
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: -0,5<x<-1,0)	0,97
area misurata (mq) con erosione di classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	57,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	71,25
area simulata (mq) con erosione di classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	666,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	812,21
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: -1,0<x<-1,5)	0,06
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: -1,0<x<-1,5)	0,26
Indici di accuratezza *di Scheidl & Rickenman (2010)*	
Alpha (α) deposito	0,92
Beta (β) deposito	1,15
Gamma (γ) deposito	0,05
Epsilon (ε) deposito	0,51
Omega (ω) deposito	0,23
Alpha (α) erosione	0,77
Beta (β) erosione	0,15
Gamma (γ) erosione	0,00
Epsilon (ε) erosione	0,34
Omega (ω) erosione	0,97
Alpha (α) erosione + deposito	0,89
Beta (β) erosione + deposito	0,97
Gamma (γ) erosione + deposito	0,04
Epsilon (ε) erosione + deposito	0,54
Omega (ω) erosione + deposito	0,43
Indice di accuratezza *"F" di Bates e Roo (2000)*	
classe di deposito 0,0<x<0,5m	0,67
classe di deposito 0,5<x<1,0m	0,01
classe di deposito 1,0<x<1,5m	0,00
classe di deposito 1,5<x<2,0m	0,00
Global *F Index* correctly predicted	0,52
Global *F Index* overall deposition	0,92
classe di erosione -0,5<x<0,0m	0,37
classe di erosione -0,5<x<-1,0m	0,02
classe di erosione -1,0<x<-1,5m	0,01
Global *F Index* correctly predicted	0,28
Global *F Index* overall erosion	0,77

Tab. 7.8: risultati della comparazione analitica simulato-misurato per la combinazione parametrica di tabella 7.7. In rosa evidenza dei risultati ottenuti per i soli processi deposizionali; in azzurro evidenza dei risultati ottenuti per i soli processi erosivi.

7.2 Simulazione di back-analisi della colata di detrito del Rio Lazer

Per la simulazione di back-analisi dell'evento di colata detritica occorso nel bacino del Rio Lazer il 04/11/1966 si è adottata una procedura del tutto analoga a quella su descritta per il conoide di Fiames. In particolare, la posizione della presunta area sorgente *(inlet section)* dell'evento modellato è stata indentificata poco a valle dell'apice topografico del conoide nel 1966 (figura 7.7).



Fig. 7.7: posizione della sezione di inlet considerata relativa all'evento di colata detritica occorso il 04/11/1966 sul conoide del Rio Lazer. Foto storica dell'evento tratta da *"1966-2006: convivere con le acque per una coscienza critica degli eventi alluvionali"*.

In figura 7.8 si riporta la carta dell'uso e copertura del suolo del conoide del bacino del Rio Lazer ricondotta alle condizioni esistenti nel 1966. Tale ricostruzione è stata eseguita basandosi sulle fotografie storiche dell'area antecedenti il 1966 e reperite mediante analisi d'archivio, sulle fotografie storiche scattate in occasione dell'evento torrentizio occorso il novembre del 1966 (figura 7.7 e 2.11), sulle ortofoto digitali risalenti

al 1973 (per gentile concessione del Dott. for. Erwin Filippi Gilli), sulle cartoline postali dell'epoca nonché sulle testimonianze degli abitanti del luogo. In tabella 7.9 si riportano invece i valori del coefficiente di scabrezza adimensionale di *Chezy* utilizzati per caratterizzare il conoide del Rio Lazer.

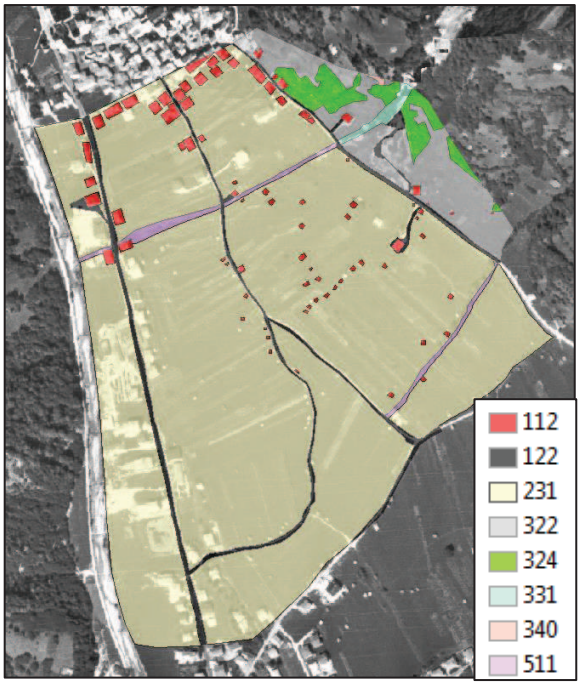


Fig. 7.8: carta delle categorie-usi del suolo del conoide del bacino del Rio Lazer pre-evento montata su ortofoto 1973.

Copertura/uso del suolo	***Codice***	***Coeff. di Chezy adimensionale (scabrezza)***
Urbano discontinuo	112	1,0
Rete stradale asfaltata	122	4,0
Pascoli e prati stabili	231	3,0
Cespuglieti e mughete	322	2,0
Vegetazione rada	324	1,0
Ghiaioni	331	3,0
Zone in erosione attiva	340	3,0
Corsi d'acqua	511	3,0

Tab. 7.9: valori del coefficiente di scabrezza adimensionale di *Chezy* per le diverse categorie di copertura-uso del suolo del conoide del Rio Lazer.

Al fine di identificare la combinazione parametrica migliore, ovvero quella in grado di fornire la corrispondenza misurato-simulato maggiore, si sono dapprima confrontati globalmente le aree ed i volumi di deposito (durante l'evento del 1966 non si sono manifestati lungo il conoide processi erosivi evidenti) identificando quindi le combinazioni parametriche in grado di fornire i risultati più aderenti alla realtà a scala di evento (tabella 7.11 e 7.12). Esse sono state dunque poste a confronto considerando dettagliatamente le singole classi di spessore di deposito stimate post-evento (vedi figura 2.10) identificando di conseguenza la combinazione parametrica ottimale per la simulazione della colata (tabella 7.10) mediante il codice di calcolo *D.F.R.M.* Nel presente paragrafo viene volutamente tralasciata la presentazione dei risultati della comparazione analitica misurato-simulato per la quale si rimanda invece all'appendice D del presente elaborato.

Parametri di input	***Sim_45***
Idrogramma di mistura utilizzato	QR1_celle_3new_conc
DTM utilizzato	No_vasca (2014)
Minimum flow depth for routing (m)	0,01
Egashira erosion coefficient (-)	0,50
Egashira deposition coefficient (-)	0,01
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,50
Superior deposition angle (°)	10,00
Superior deposition velocity (m/s)	1,50
Inferior erosion angle (°)	Distribuito
Inferior erosion velocity (m/s)	Distribuito
Angolo limite per la propagazione della colata di detrito	1,00
Coefficiente moltiplicativo del deposito	5,00
Dry sediment concentration	0,62

Tab. 7.10: combinazione parametrica migliore per la simulazione numerica di back-analisi dell'evento di colata detritica occorso il 04/11/1966 sul bacino del Rio Lazer mediante il codice di calcolo *D.F.R.M.*

Parametri di input	***Sim_9***	***Sim_18***	***Sim_20***	***Sim_21***	***Sim_23***	***Sim_24***	***Sim_28***
Idrogramma di mistura utilizzato	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc
DTM utilizzato	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)
Minimum flow depth for routing (m)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Egashira erosion coefficient (-)	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Egashira deposition coefficient (-)	0,70	0,70	0,60	0,50	0,60	0,60	0,60
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,10	0,10	0,10	0,10	0,50	0,20	1,00
Superior deposition angle (°)	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Superior deposition velocity (m/s)	0,50	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
Inferior erosion angle (°)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Inferior erosion velocity (m/s)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Angolo limite per la propagazione della colata di detrito	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Coefficiente moltiplicativo del deposito	5,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Dry sediment concentration	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62

Tab. 7.11: parametri di input utilizzati durante l'analisi di sensibilità del modello nel conoide del bacino del Rio Lazer (estratto delle simulazioni migliori).

Parametri di input	***Sim_36***	***Sim_37***	***Sim_45***	***Sim_46***	***Sim_47***	***Sim_49***	***Sim_51***
Idrogramma di mistura utilizzato	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc
DTM utilizzato	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)	No_vasca (2014)
Minimum flow depth for routing (m)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Egashira erosion coefficient (-)	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Egashira deposition coefficient (-)	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Superior deposition angle (°)	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Superior deposition velocity (m/s)	0,40	0,40	1,50	2,00	0,20	1,70	1,90
Inferior erosion angle (°)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Inferior erosion velocity (m/s)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Angolo limite per la propagazione della colata di detrito	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Coefficiente moltiplicativo del deposito	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Dry sediment concentration	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62

Tab. 7.12: parametri di input utilizzati durante l'analisi di sensibilità del modello nel conoide del bacino del Rio Lazer (estratto delle simulazioni migliori).

Come si nota in tabella 7.13, utilizzando la combinazione parametrica di tabella 7.10 il modello di propagazione a celle ha simulato circa l'80% dell'area con deposito misurato. Di tale percentuale circa il 30% è stata simulata correttamente anche per quel che concerne gli spessori di deposito stimati post-evento. La percentuale di area di deposito misurata non simulata è risultata pari a circa 22%, mentre la percentuale di area con deposito simulato ma non misurato è risultata pari a circa 25%. Il volume complessivo di deposito simulato è risultato pari a 46.971,05 m^3 (rapporto volume di deposito stimato post-evento-volume di deposito simulato pari a 1,19); di esso circa l'85% è stato simulato all'interno dell'area di deposito stimata post-evento. Tale volume è stato altresì interamente simulato con spessori ricadenti entro il range di quelli stimati post-evento (no sovrastima degli spessori di deposito), e la percentuale correttamente simulata (spessore simulato uguale allo spessore stimato) è risultata pari al 27%. Si fa presente inoltre che, coerente con quanto rilevato post-evento, non sono stati simulati fenomeni erosivi.

Analizzando inoltre i risultati in riferimento alle singole classi di spessore di deposito stimato emerge che il modello a celle ha simulato correttamente circa il 20% dell'area interessata dal deposito della frazione fina, circa il 30% dell'area interessata dai depositi aventi spessore medio stimato pari a 0,30 m, circa il 45% dell'area interessata dai depositi aventi spessore medio stimato pari a 0,75 m e circa il 5% dell'area interessata dai depositi aventi spessore medio stimato pari a 2,50 m. Si sottolinea tuttavia che circa il 95% dell'area di deposito misurata è costituita dalle classi aventi spessore medio stimato minore e/o uguale a 0,75 m. Inoltre, anche il 73% del volume di deposito misurato è dovuto al contributo delle classi avente spessore medio stimato minore e/o uguale a 0,75 m. Nell'identificazione della simulazione numerica migliore si è tenuto conto di questo aspetto, ovvero si è ricercato la combinazione parametrica in grado di fornire i risultati migliori a scala di evento.

L'indice di accuratezza globale ω di *Scheidl & Rickenmann (2010)* è risultato pari a +0,60.

Nelle seguenti figure 7.9 e 7.10 viene rappresentata rispettivamente la carta finale degli spessori di deposito della simulazione numerica migliore e la corrispondente carta delle sovrapposizioni corrette. Come si nota, le aree interessate dal flusso simulato sono le stesse interessate dalla colata di detrito del 1966.

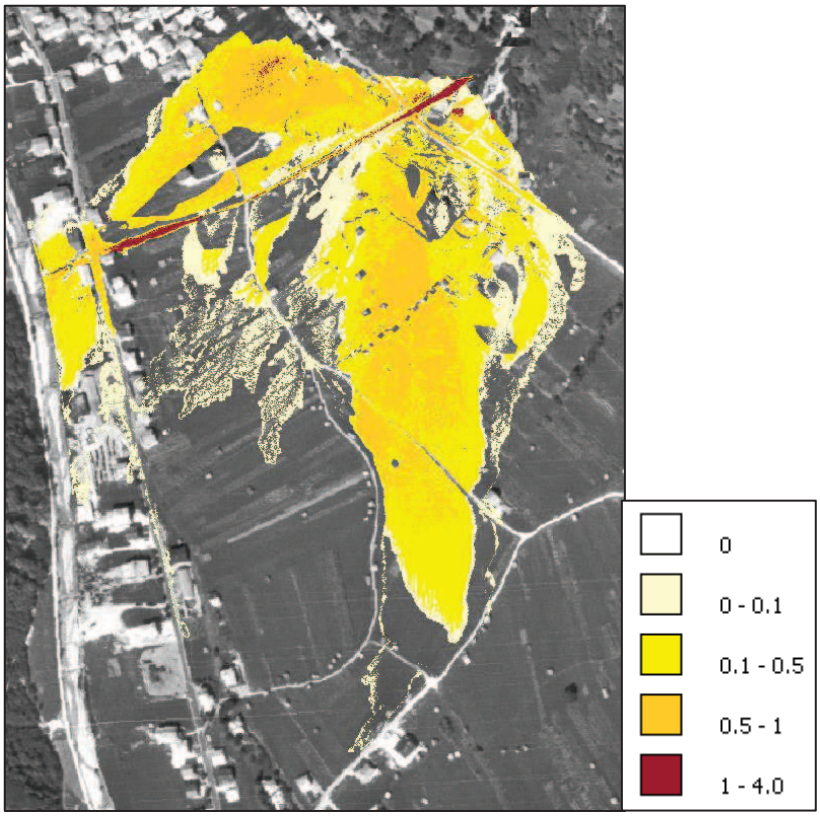


Fig. 7.9: carta finale delle erosioni e dei depositi della simulazione numerica migliore montata su ortofoto 1973.

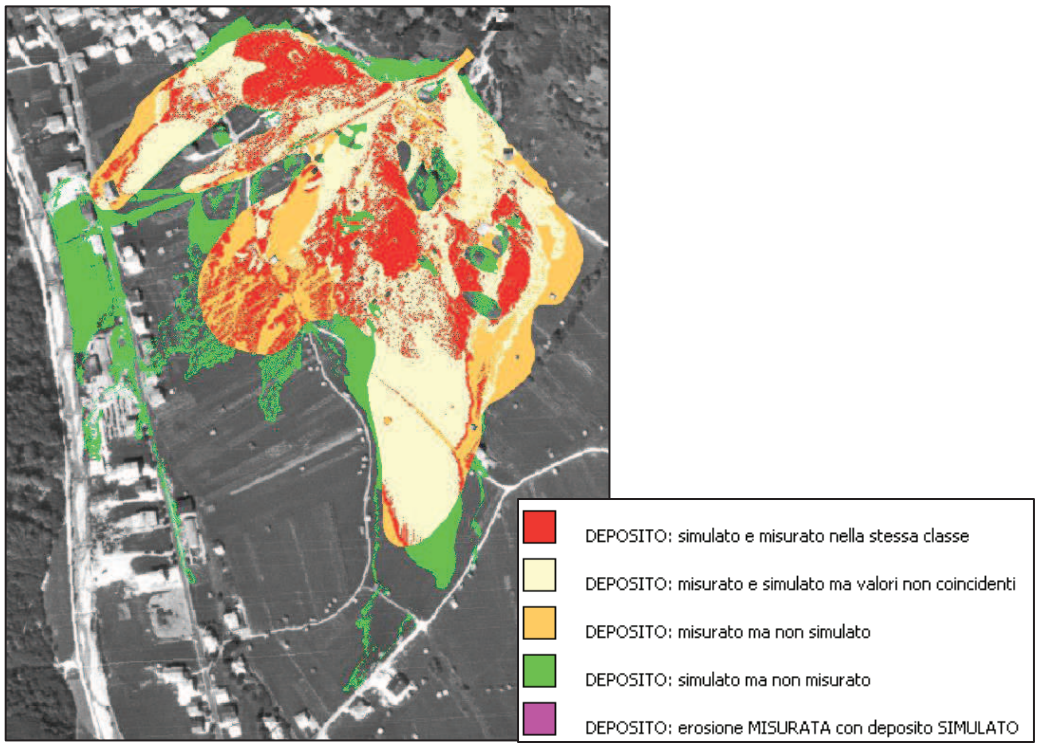


Fig. 7.10: carta delle sovrapposizioni corrette della simulazione numerica migliore montata su ortofoto 1973.

area deposito misurata (mq)	136.528,00
area deposito simulata complessiva (mq)	141.100,00
area deposito simulata nell'intervallo di classi di deposito considerato (mq)	141.099,00
volume deposito misurato (mc)	55.900,00
volume deposito simulato (mc)	46.971,05
volume deposito simulato nell'intervallo di classi di deposito considerato (mc)	46.967,05
volume di deposito simulato nell'area misurata (mc)	39.132,79
percentuale di area con deposito misurato e simulato	78,12
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	21,89
percentuale di area con deposito simulato ma non misurato	25,23
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	28,20
percentuale di volume di deposito misurato correttamente simulato	27,43
percentuale di area di deposito simulata con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,00
percentuale di volume di deposito simulato con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,01
area misurata (mq) con deposito di classe 0,05m (classe: 0,0<x<0,1m)	51.534,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,05m (classe: 0,0<x<0,1m)	2.578,04
area simulata (mq) con deposito di classe 0,05m (classe: 0,0<x<0,1m)	44.588,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,05m (classe: 0,0<x<0,1m)	914,06
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,1)	7,05
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,1)	0,32
area misurata (mq) con deposito di classe 0,30m (classe: 0,1<x<0,5m)	46.156,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,30m (classe: 0,1<x<0,5m)	13.840,92
area simulata (mq) con deposito di classe 0,30m (classe: 0,1<x<0,5m)	53.919,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,30m (classe: 0,1<x<0,5m)	16.653,97
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,1<x<0,5m)	9,94
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,1<x<0,5m)	7,08
area misurata (mq) con deposito di classe 0,75m (classe: 0,5<x<1,0m)	32.930,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,75m (classe: 0,5<x<1,0m)	24.697,50
area simulata (mq) con deposito di classe 0,75m (classe: 0,5<x<1,0m)	41.207,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,75m (classe: 0,5<x<1,0m)	26.982,79
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0m)	11,04
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0m)	19,17
area misurata (mq) con deposito di classe 2,50m (classe: 1,0<x<4,0m)	5.908,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 2,50m (classe: 1,0<x<4,0m)	14.770,00
area simulata (mq) con deposito di classe 2,50m (classe: 1,0<x<4,0m)	1.385,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 2,50m (classe: 1,0<x<4,0m)	2.416,23
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 1,0<x<4,0m)	0,17
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 1,0<x<4,0m)	0,85
Indici di accuratezza *di Scheidl & Rickenman (2010)*	
Alpha (α) deposito	0,78
Beta (β) deposito	0,25
Gamma (γ) deposito	0,22
Epsilon (ε) deposito	0,29
Omega (ω) deposito	0,60
Indice di accuratezza *"F" di Bates e Roo (2000)*	
classe di deposito 0,0<x<0,1m	0,14
classe di deposito 0,1<x<0,5m	0,16
classe di deposito 0,5<x<1,0m	0,26
classe di deposito 1,0<x<4,0m	0,03
Global F Index correctly predicted	0,17
Global F Index overall deposition	0,78

Tab. 7.13: risultati della comparazione analitica simulato-misurato per la combinazione parametrica di tabella 7.10.

.

7.3 Simulazione di back-analisi della colata di detrito del canale di Ravina di Cancìa

Per la simulazione numerica di back-analisi dell'evento di colata detritica occorso nel bacino di Ravina di Cancìa nel 2009 si è reso necessario adottare una procedura diversa rispetto a quella utilizzata per il caso studio di Fiames e del Rio Lazer. Difatti, come spiegato al capitolo 3, non essendo i rilievi topografici eseguiti post-evento dallo Studio Galli georiferiti in coordinate assolute non risulta possibile un confronto puntuale (ovvero cella per cella) tra le zone erose e depositate reali e le corrispondenti simulate. Tenuto conto di ciò, la bontà delle simulazioni numeriche eseguite è stata valutata confrontando sia i volumi di erosione e deposito misurati post-evento nel I° e II° tratto (vedi tabella 7.14 e paragrafo 3.3) con i corrispondenti volumi simulati, sia i tempi di propagazione del flusso stimati con i corrispondenti tempi di simulazione. In particolare, riprendendo quanto scritto nel paragrafo 3.3, alle ore 3:55 del 18/07/2009 lo sbarramento era già sormontato e la vasca di valle si stava riempiendo, mentre il cedimento del gabbione di coronamento è avvenuto circa alle ore 4:05. Si può quindi scrivere che, stabilito alle ore 3:45 il transito del picco della colata di detrito in corrispondenza della sezione di inlet posta poco a valle della piazza di deposito alta (figura 7.11), circa 10 e 20 minuti dopo si ha avuto rispettivamente il sormonto dello sbarramento ed il cedimento del gabbione di coronamento della vasca terminale in sinistra idraulica.

Tratto di riferimento	**Volume deposito (m^3)**	**Volume erosione (m^3)**
Dalla vasca di deposito bassa fino a 75 m a monte dello sbarramento **(I° TRATTO)**	25.947,00	972,00
Da 75 m a monte dello sbarramento fino alla piazza di deposito alta **(II° TRATTO)**	11.232,00	18.783,00
Piazza di deposito alta e tratto di canale a monte della stessa **(III° TRATTO)**	17.784,00	3.144,00

Tab. 7.14: valori dei volumi di sedimento erosi e depositati secondo lo Studio Galli.

Il modello digitale del terreno utilizzato nelle simulazioni numeriche è stato ottenuto a partire dal dato raster del D.T.M. ad alta risoluzione messo a disposizione dal Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare. I dati sono stati dapprima convertiti in coordinate piane Gauss-Boaga fuso ovest (mediante l'uso di grigliati) e successivamente verificati in proiezione 3D al fine di individuare anomalie di elaborazione. In particolare, si è riscontrata la presenza di outlayer locali (sia positivi che negativi) dovuti ad una procedura di classificazione dei ritorni che ha rilasciato qualche punto disperso a quote non corrette. In aggiunta, ci si è accorti che il dato iniziale non era congruente con i punti trigonometrici presi a riferimento (errore di traslazione lineare verso nord). Pertanto, il dato di partenza è stato corretto dalle anomalie altimetriche e modificato con una traslazione lineare verso nord. Al termine sono stati eseguiti confronti di quota tra il dato raster del D.T.M. ottenuto ed un certo numero di punti trigonometrici noti nell'area.

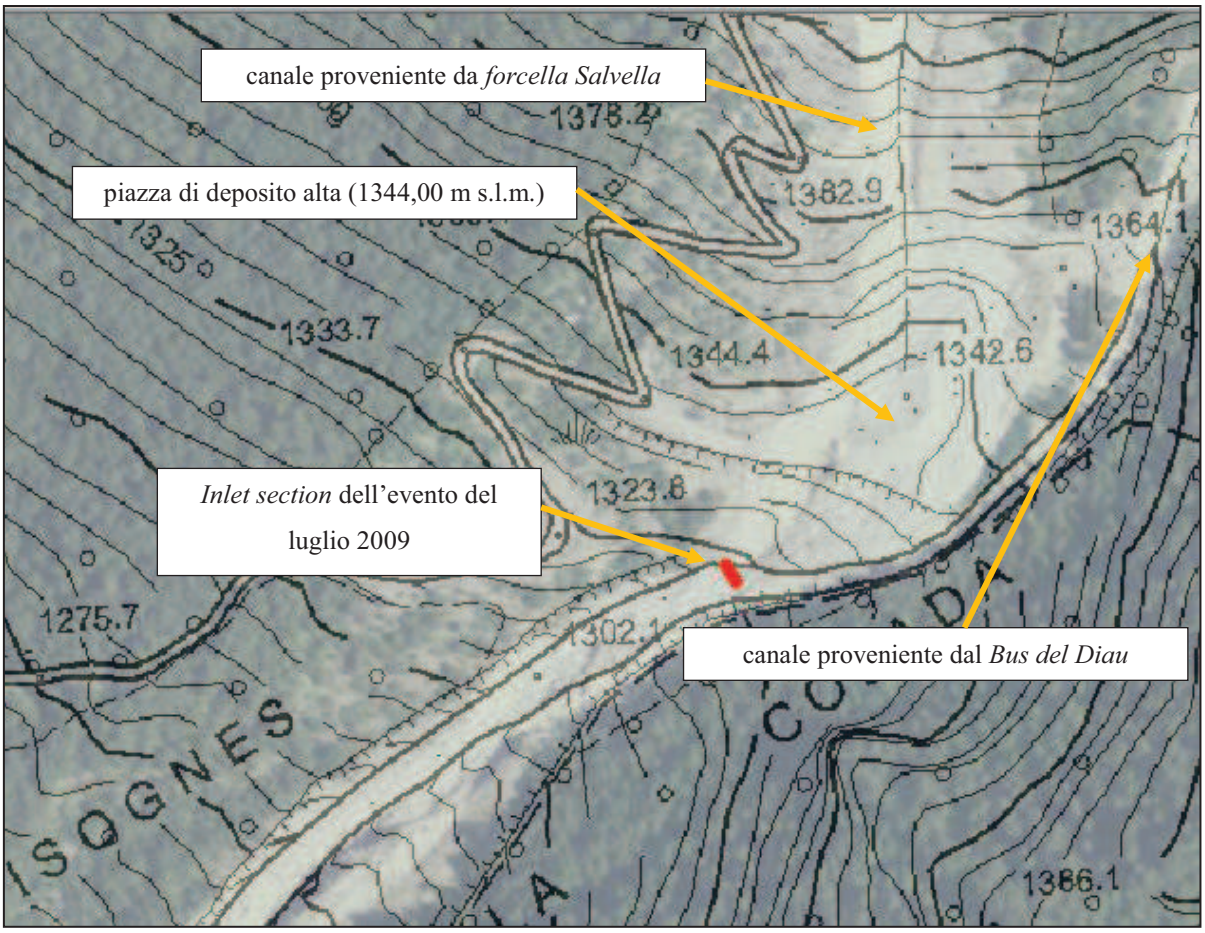


Fig. 7.11: posizione della sezione di inlet considerata relativa all'evento di colata detritica occorso il 18/07/2009 sul bacino di Ravina di Cancìa. Ortofoto 2008 montata sulla Carta Tecnica Regionale.

In figura 7.12 si riporta la carta dell'uso e copertura del suolo del bacino di Ravina di Cancìa nel 2009. Tale mappa è stata ottenuta su base G.I.S. da interpretazione della ortofotocarta del 2008. Per le simulazioni numeriche la mappa è stata re-interpretata inglobando in un'unica voce usi del suolo con comportamenti idraulicamente similari (i.e. aree urbane, zone boscose, etc). A partire da essa è stata costruito il file di testo delle scabrezze distribuite utilizzate nel modello di propagazione a celle. In tabella 7.15 si riportano i valori utilizzati per caratterizzare il bacino di Ravina di Cancìa.

Copertura/uso del suolo	***Codice***	***Coeff. di Chezy adimensionale (scabrezza)***	***angolo limite di erosione (°)***	***velocità limite di erosione (m/s)***
Urbano continuo	111	1,0	89,0	9,0
Urbano discontinuo	112	1,0	89,0	9,0
Industrie e cimiteri	121	1,0	89,0	9,0
Rete stradale asfaltata	122	4,0	30,0	3,0
Prati stabili	231	3,0	20,0	2,0
Boschi di latifoglie	311	1,0	20,0	3,0
Boschi di conifere	312	1,0	20,0	3,0
Boschi misti	313	1,0	20,0	3,0
Caspuglieti e mughete	322	2,0	20,0	2,0
Rocce e pareti rocciose	332	5,0	89,0	9,0
Vegetazione rada	333	4,0	16,0	2,0
Terreno a valle della vasca	340	5,0	16,0	1,5
Torrenti e Fiumi	511	5,0	16,0	2,0
Letto alveo canale	601	5,0	16,0	1,8
Sponde alveo canale	602	5,0	10,0	1,0
Muri in pietra e cls	603	5,0	89,0	9,0
Muri in gabbioni integri	604	5,0	30,0	3,0
Briglie in gabbioni distrutti	606	5,0	10,0	1,0
Muri in gabbioni distrutti	607	5,0	10,0	1,0
Tratto più a valle del canale	610	5,0	16,0	1,8
Tratto intermedio canale	611	5,0	16,0	2,0
Piazza di deposito alta	612	5,0	16,0	2,0

Tab. 7.15: valori del coefficiente di scabrezza adimensionale di *Chezy* nonché dell'inclinazione e della velocità limite di erosione per le diverse categorie di copertura-uso del suolo del bacino di Ravina di Cancìa.

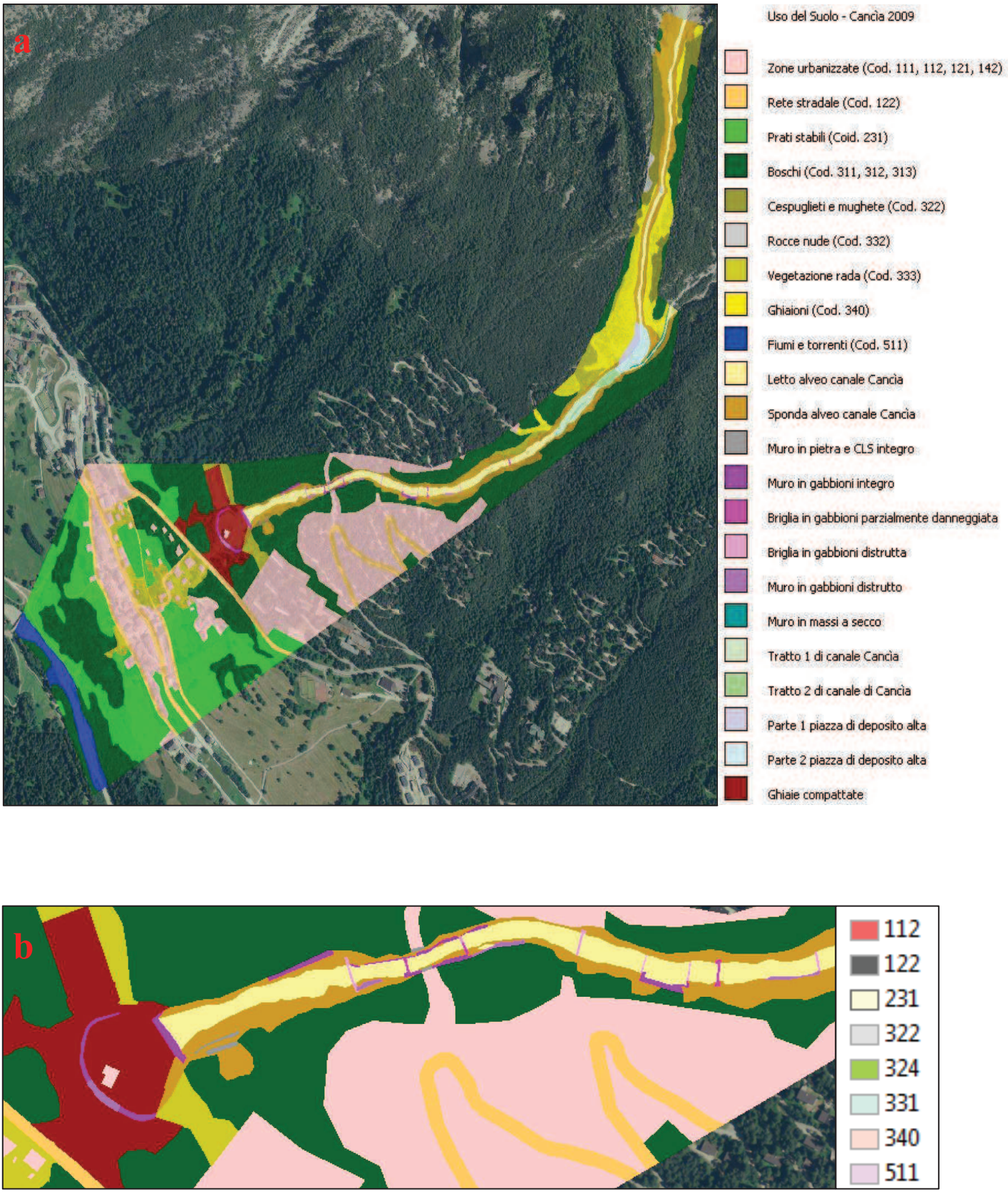


Fig. 7.12: *(a)* visione di insieme della carta delle categorie-usi del suolo del bacino di Ravina di Cancìa nel 2009. *(b)* particolare della mappa nell'area considerata nella simulazione numerica di back-analisi della colata di detrito del 18/07/2009.

Il modello numerico a celle è stato testato sul caso studio di Cancìa utilizzando solamente le combinazioni parametriche migliori ottenute dalla simulazione numerica di back-analisi della colata di detrito di Fiames del 2006 (vedi paragrafo 7.2 e tabella 7.16).

Parametri di input	***Sim_1***	***Sim_2***	***Sim_3***	***Sim_4***
Idrogramma di mistura utilizzato	Idro_confluenza	Idro_confluenza	Idro_confluenza	Idro_confluenza
DTM utilizzato	2009_corretto	2009_corretto	2009_corretto	2009_corretto
Minimum flow depth for routing (m)	0,01	0,01	0,01	0,01
Egashira erosion coefficient (-)	0,05	0,05	0,05	0,05
Egashira deposition coefficient (-)	0,01	0,02	0,02	0,02
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,10	0,05	0,05	0,10
Superior deposition angle (°)	18,00	18,00	18,00	18,00
Superior deposition velocity (m/s)	0,50	0,50	0,50	0,50
Inferior erosion angle (°)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Inferior erosion velocity (m/s)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Angolo limite per la propagazione della colata di detrito	5,00	10,00	10,00	10,00
Coefficiente moltiplicativo del deposito	5,00	2,00	3,00	2,00
Dry sediment concentration	0,62	0,62	0,62	0,62

Tab. 7.16: parametri di input utilizzati nella simulazione numerica di back-analisi della colata di detrito di Cancìa del 18/07/2009.

Come già spiegato sopra, la bontà delle simulazioni numeriche eseguite è stata valutata confrontando sia i volumi di erosione e deposito misurati post-evento nel I° e II° tratto (vedi tabella 7.14 e paragrafo 3.3) con i corrispondenti volumi simulati, sia i tempi di propagazione del flusso stimati con i corrispondenti tempi di simulazione.

In particolare, il confronto dei volumi è stato eseguito utilizzando un codice di calcolo accessorio in grado di determinare, a partire dalla carta delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati, i volumi di materiale depositato ed eroso all'interno di specifiche aree definite in input dall'utente per mezzo di maschere raster. Nel caso oggetto di studio sono state definite due maschere raster di riferimento, di cui la prima relativa al I°

tratto (ovvero al tratto di canale che và dalla vasca di deposito bassa fino a 75 m a monte dello sbarramento) e la seconda relativa al II° tratto (ovvero al tratto di canale che và da 75 m a monte dello sbarramento fino alla piazza di deposito alta).

Il confronto dei tempi di propagazione è stato invece effettuato considerando l'andamento delle profondità del flusso simulato. In particolare, si è considerato l'istante temporale di arrivo del flusso in corrispondenza dello sbarramento, l'istante temporale in cui lo sbarramento viene sormontato e la colata giunge alla vasca di deposito terminale ed infine l'istante temporale in cui avviene il cedimento del coronamento della vasca terminale con conseguente avulsione del flusso simulato in conoide.

Relativamente ai volumi, come si nota in tabella 7.17, tutte le simulazioni numeriche condotte tendono a sottostimare tanto il volume totale di deposito quanto quello di erosione. Dall'analisi si evince inoltre che nel II° tratto (ovvero nel tratto di canale che và dalla piazza di deposito alta fino a 75 m a monte dello sbarramento) il modello numerico tende a sottostimare in maniera marcata sia il volume di deposito che il volume di erosione misurati post-evento. Viceversa, in corrispondenza del I° tratto (ovvero nel tratto di canale che và dalla vasca di deposito terminale fino a 75 m a monte dello sbarramento) sia il volume di deposito che il volume di erosione simulati dal modello numerico si avvicinano notevolmente alle volumetrie misurate post-evento. E' doveroso sottolineare tuttavia che gli errori associati alla misura topografica del rilievo effettuato post-evento dallo Studio Galli, poiché non post-processata, potrebbero essere superiori al metro sia altimetricamente che planimetricamente, per cui le stime degli spessori di deposito e delle profondità di erosione (nonché dei corrispondenti volumi) sono affette da un errore non trascurabile.

Relativamente ai tempi di propagazione, come si nota in tabella 7.17, tutte le simulazioni numeriche eseguite simulano egregiamente i tempi di propagazione stimati. In particolare, il modello numerico simula correttamente in 8 e 12 minuti il tempo che la colata ha impiegato per raggiungere e dunque sormontare lo sbarramento. Inoltre, il lasso temporale che la colata ha impiegato una volta raggiunta la vasca terminale ad esondare in conoide viene correttamente simulato in circa 10 minuti.

Simulazione	*Sim_1*	*Sim_2*	*Sim_3*	*Sim_4*
tempo raggiungimento sbarramento DA SIMULAZIONE	8,00 min	8,00 min	8,00 min	8,00 min
tempo sormonto sbarramento e raggiungimento vasca terminale DA SIMULAZIONE	10 – 12,00 min	10 – 12,00 min	12,00 min	10 – 12,00 min
tempo sormonto vasca terminale con avulsione in conoide DA SIMULAZIONE	22,00 min	22,00 min	22,00 min	22,00 min
volume deposito totale DA SIMULAZIONE (mc)-->I°+II° TRATTO + ZONA CONOIDE	30.502,18	31.701,79	30.912,01	30.678,95
volume erosione totale DA SIMULAZIONE (mc)-->I°+II° TRATTO + ZONA CONOIDE	11.255,42	11.992,65	10.926,84	10.576,23
volume deposito totale DA RILIEVI GALLI (mc)-->I°+II° TRATTO	36.729,00	36.729,00	36.729,00	36.729,00
volume erosione totale DA RILIEVI GALLI (mc)-->I°+II° TRATTO	19.845,00	19.845,00	19.845,00	19.845,00
volume deposito dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA SIMULAZIONE (mc)	2.733,38	4.106,28	4.479,01	4.071,37
volume erosione dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA SIMULAZIONE (mc)	9.468,77	10.716,56	9.936,38	9.611,21
volume deposito dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA RILIEVI GALLI (mc)	11.232,00	11.232,00	11.232,00	11.232,00
volume erosione dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA RILIEVI GALLI (mc)	18.783,00	18.783,00	18.783,00	18.783,00
volume deposito dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA SIMULAZIONE (mc)	19.162,14	21.871,51	22.568,17	22.629,27
volume erosione dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA SIMULAZIONE (mc)	1.028,62	914,78	705,20	676,46
volume deposito dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA RILIEVI GALLI (mc)	25.947,00	25.947,00	25.947,00	25.947,00
volume erosione dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA RILIEVI GALLI (mc)	972,00	972,00	972,00	972,00

Tab. 7.17: risultati delle simulazioni numeriche di back-analisi condotte per l'evento di Cancìa del 18 luglio del 2009.

Nelle seguenti figure da 7.13 a 7.20, per ciascuna simulazione numerica eseguita, si riportano le mappe della profondità del flusso simulato considerando l'istante temporale di arrivo del flusso in corrispondenza dello sbarramento, l'istante temporale in cui lo sbarramento viene sormontato e la colata giunge alla vasca di deposito terminale ed infine l'istante temporale in cui avviene il cedimento del coronamento della vasca terminale con conseguente avulsione del flusso simulato in conoide. Si riportano altresì le corrispondenti mappe delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati. Come si nota, in tutte le simulazioni numeriche eseguite si creano delle erosioni non reali subito a valle dello sbarramento e della vasca di deposito terminale. Ciò è dovuto alla brusca riduzione di quota con conseguente aumento della velocità del flusso simulato.

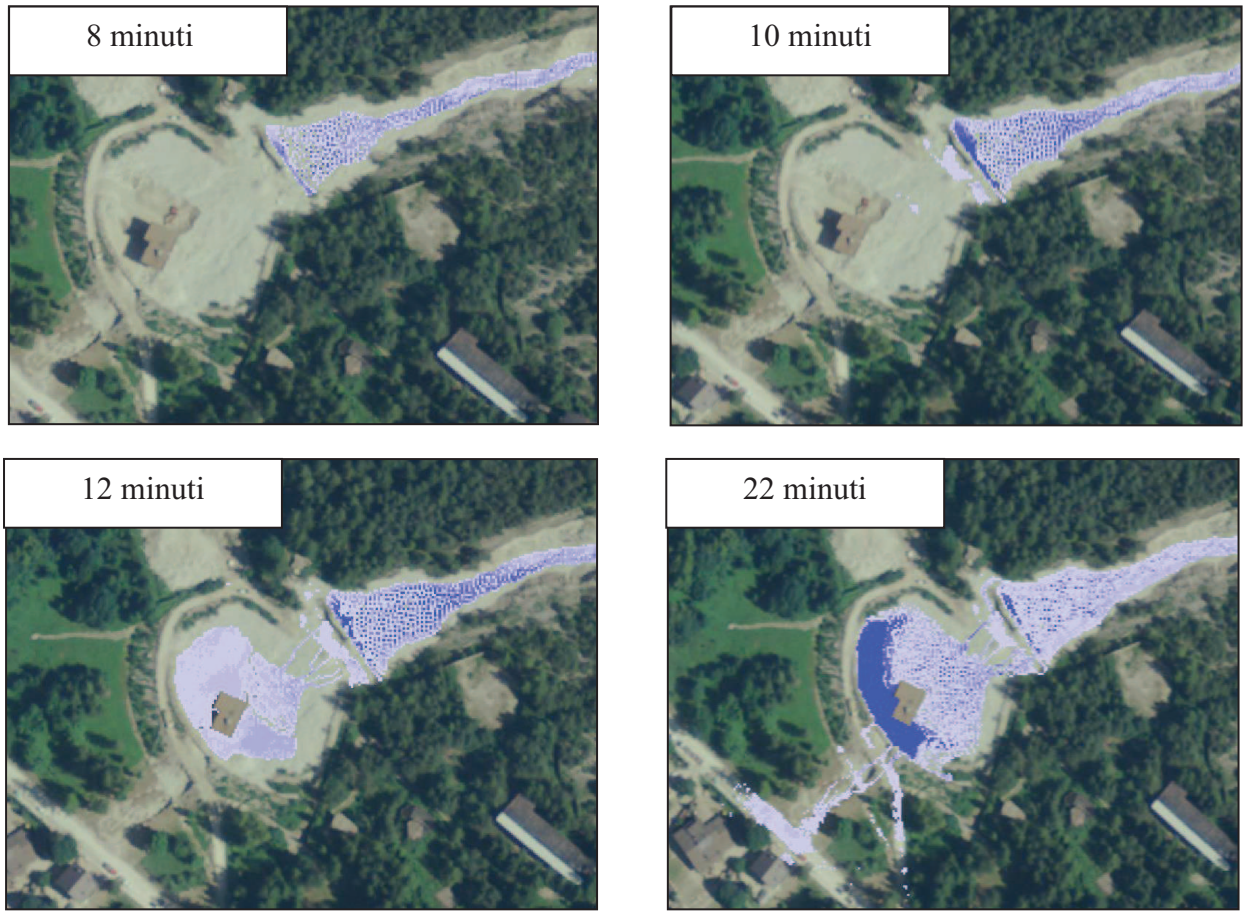


Fig. 7.13: andamento delle profondità del flusso simulato con la prima combinazione parametrica di tabella 7.16. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide.

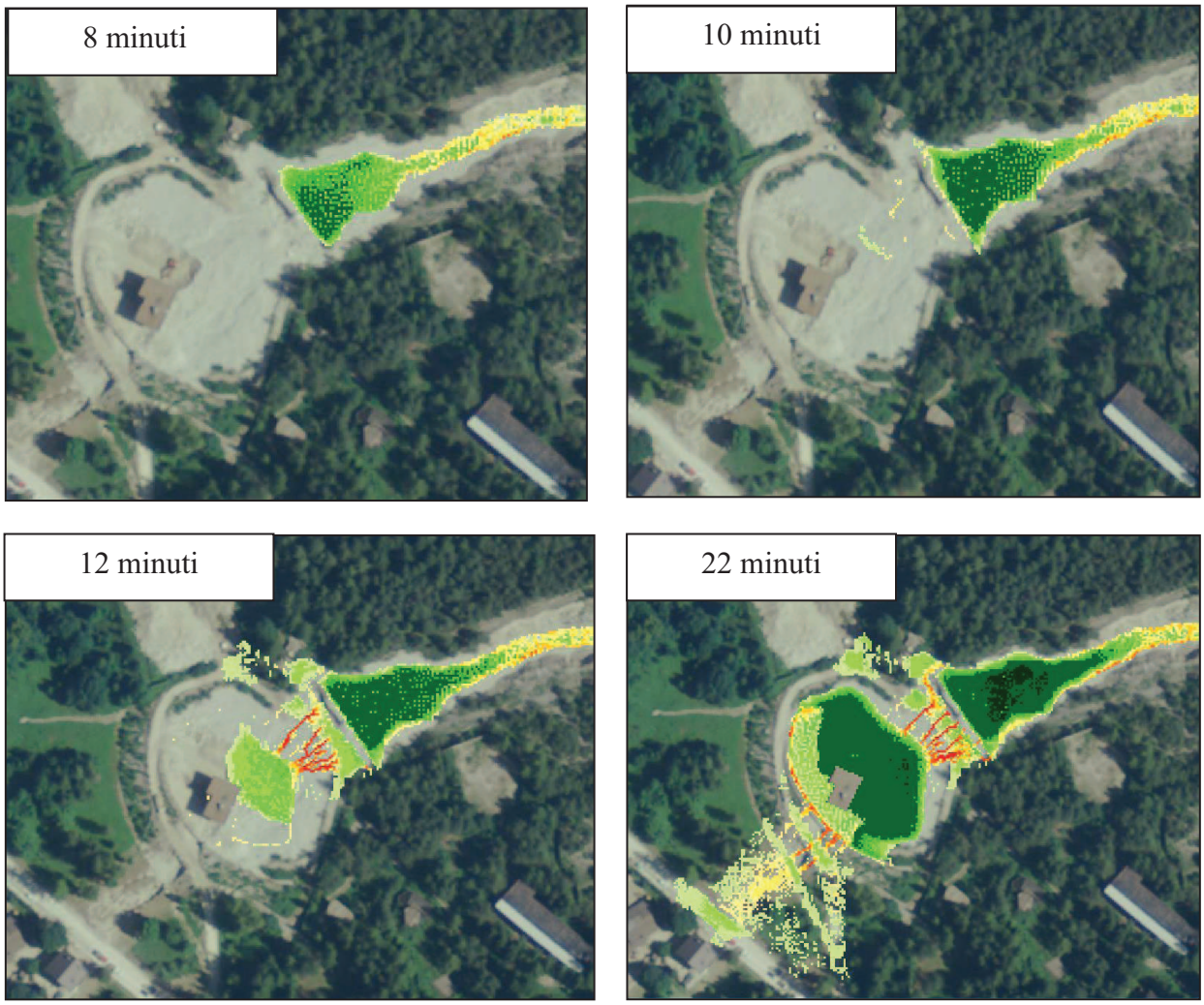
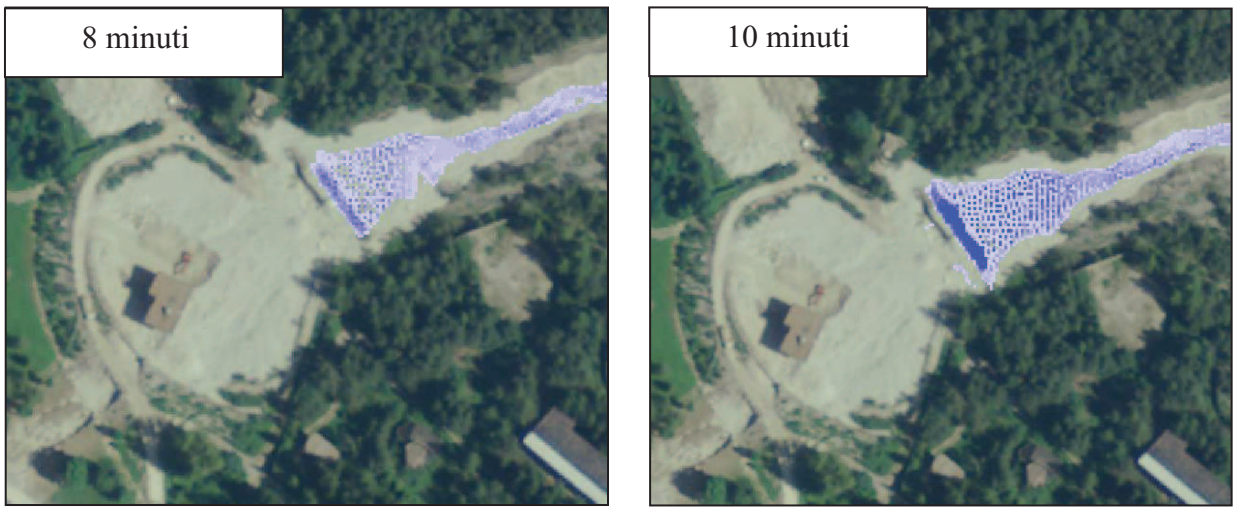


Fig. 7.14: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la prima combinazione parametrica di tabella 7.16. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In rosso le aree in erosione, in verde le aree in deposito.



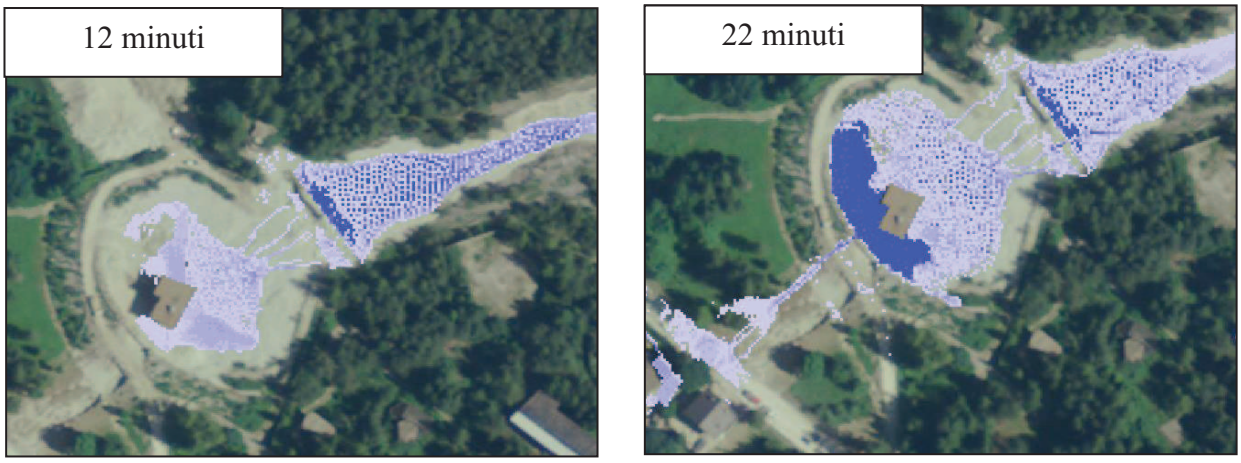


Fig. 7.15: andamento delle profondità del flusso simulato con la seconda combinazione parametrica di tabella 7.16. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide.

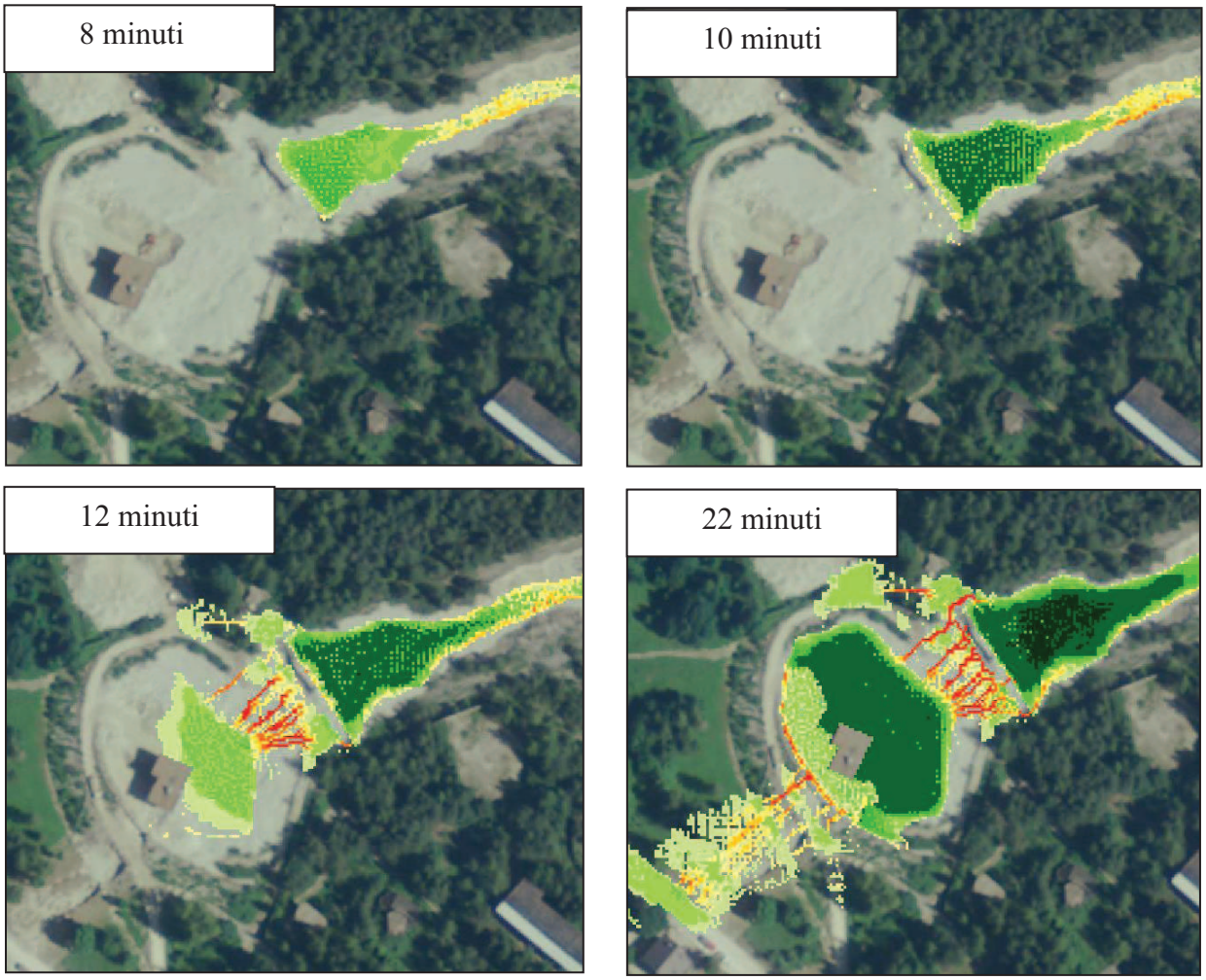


Fig. 7.16: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la seconda combinazione parametrica di tabella 7.16. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In rosso le aree in erosione, in verde le aree in deposito.

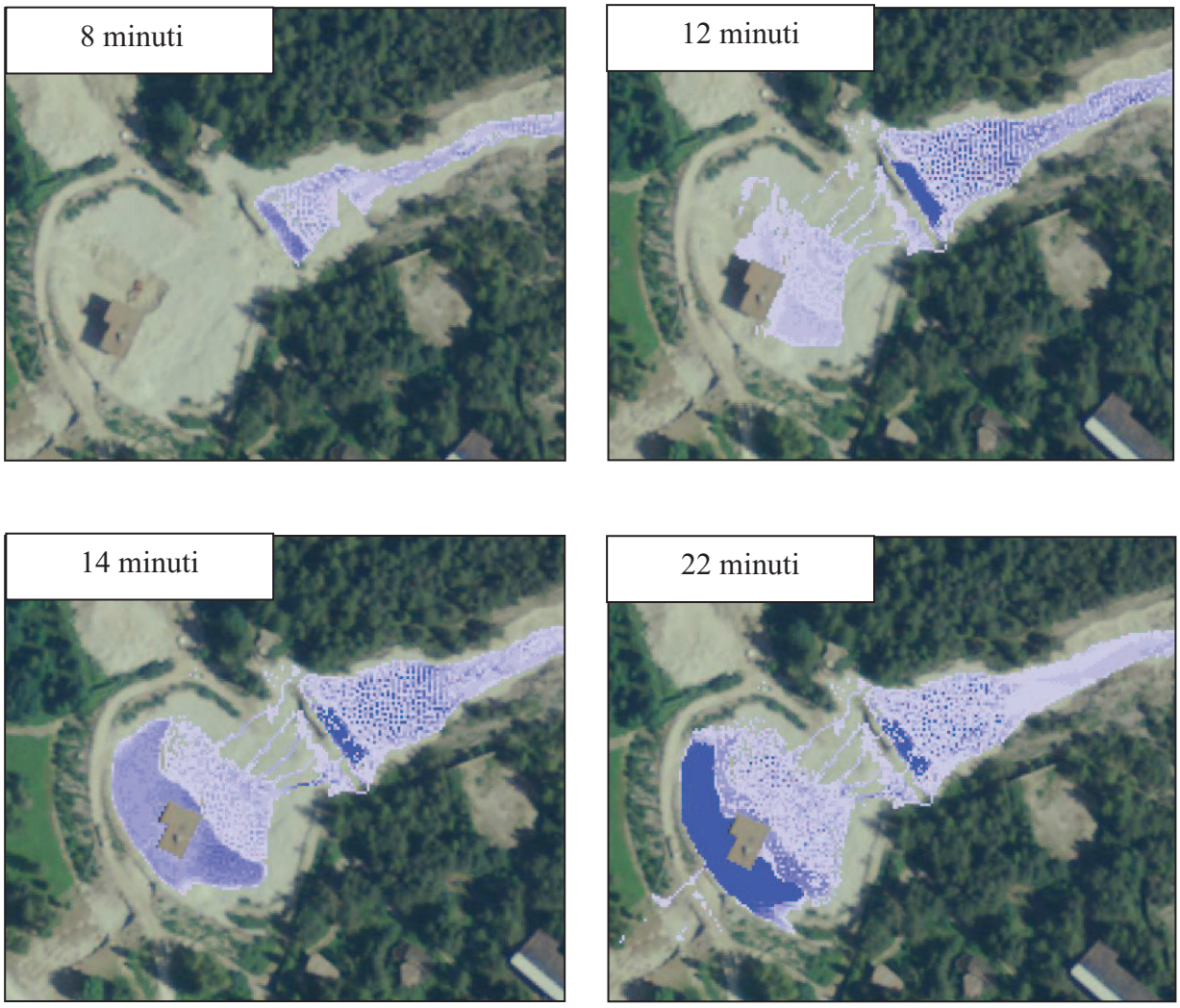
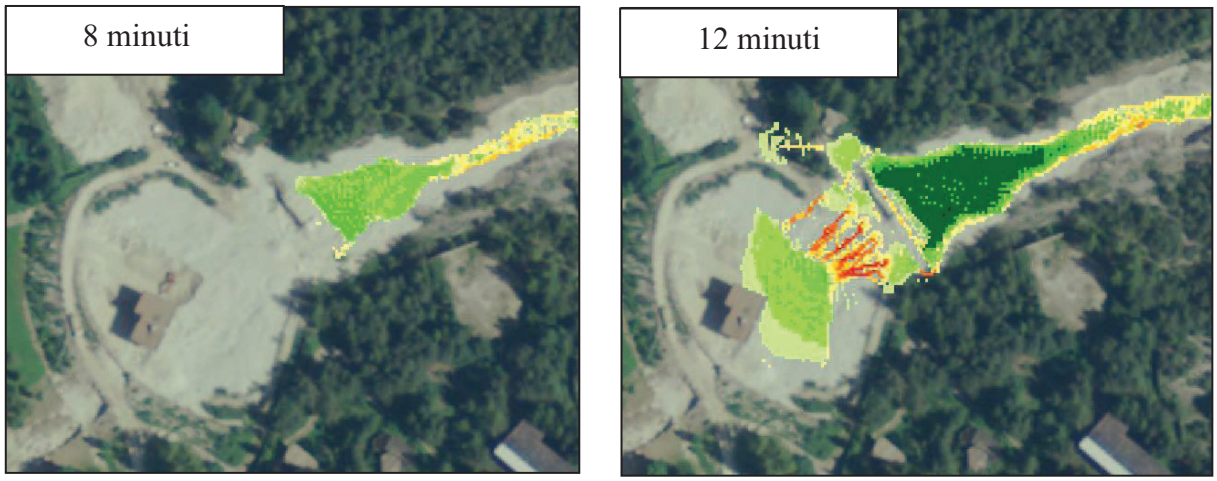


Fig. 7.17: andamento delle profondità del flusso simulato con la terza combinazione parametrica di tabella 7.16. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide.



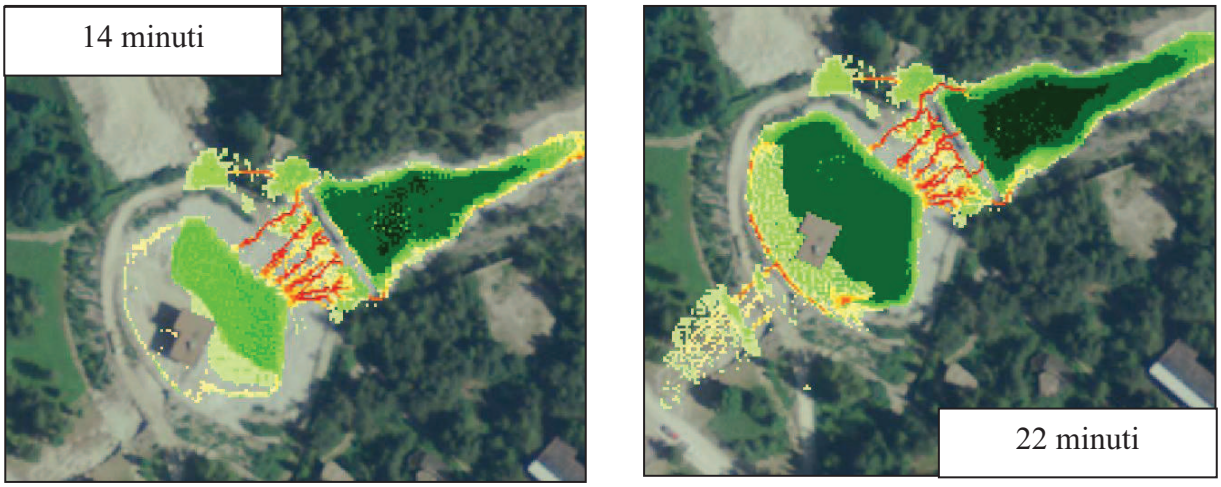


Fig. 7.18: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la terza combinazione parametrica di tabella 7.16. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In rosso le aree in erosione, in verde le aree in deposito.

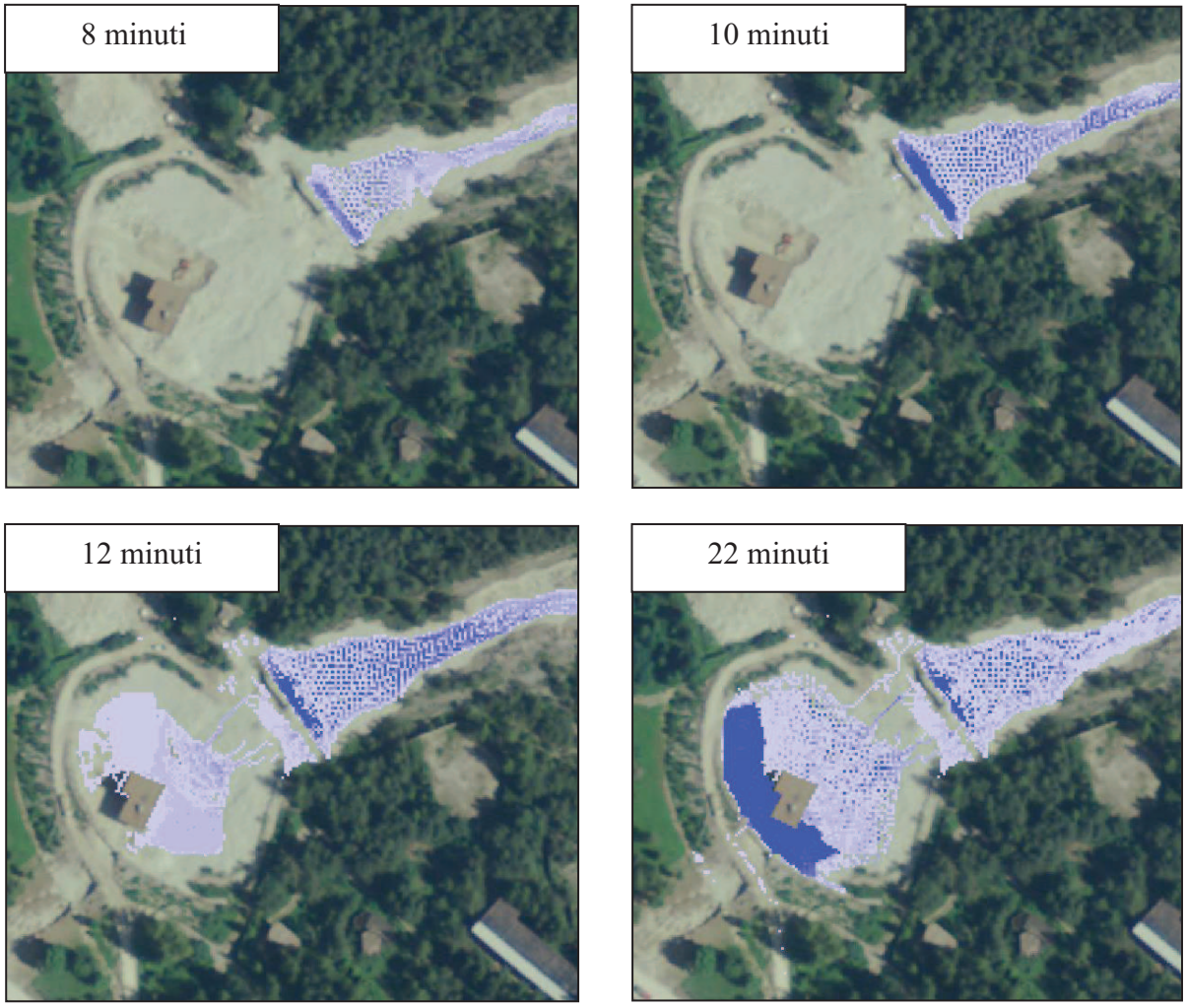


Fig. 7.19: andamento delle profondità del flusso simulato con la quarta combinazione parametrica di tabella 7.16. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide.

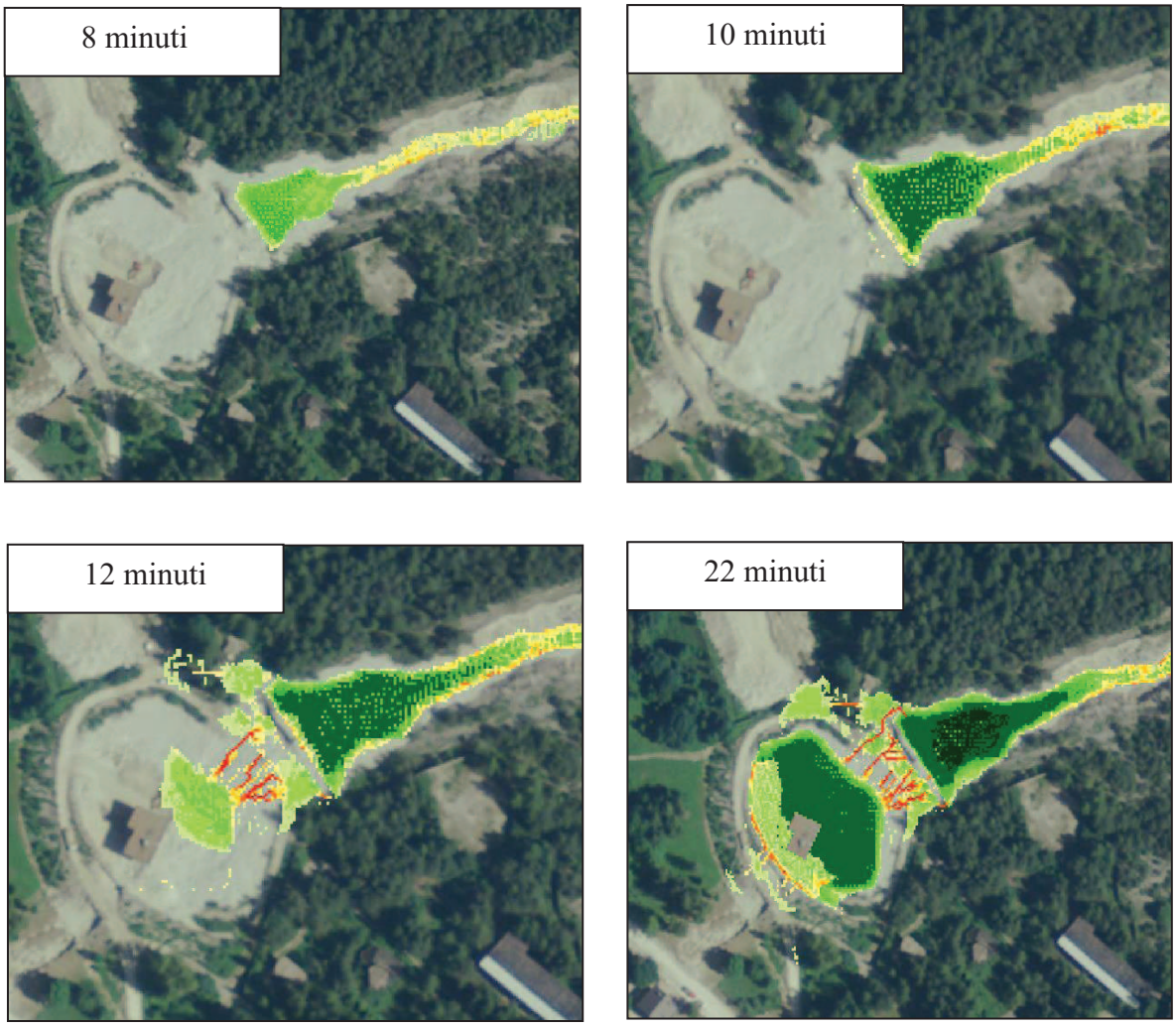


Fig. 7.20: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la quarta combinazione parametrica di tabella 7.16. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In rosso le aree in erosione, in verde le aree in deposito.

Nella seguente tabella 7.18 si riportano infine gli spessori e le profondità massime simulate dal modello numerico nel tratto di canale che và dalla vasca terminale fino a 75 m a monte dello sbarramento.

Simulazione	***Sim_1***	***Sim_2***	***Sim_3***	***Sim_4***
Spessore di deposito massimo simulato (m)	+5.998	+6,427	+6,891	+6.275
Profondità di erosione massima simulata (m)	-5.511	-5,217	-5,169	-5,576

Tab. 7.18: spessori e profondità massime simulate dal modello numerico per il tratto di canale che và dalla vasca terminale fino a 75 m a monte dello sbarramento.

8. SIMULAZIONI NUMERICHE DI BACK-ANALISI MEDIANTE IL MODELLO DI PROPAGAZIONE AI VOLUMI FINITI BIDIMENSIONALE *"T.R.E.N.T. 2D-DF"*

Nel presente capitolo si andranno ad illustrare le simulazioni numeriche eseguite con il modello ai volumi finiti bidimensionale di propagazione delle colate di detrito *T.R.E.N.T. 2D-df* (*Transport in Rapidly Evolutive Natural Torrent; Armanini et. al, 2009)* per l'evento occorso il 5 luglio 2006 sul conoide di Fiames, per l'evento occorso il 4 novembre 1966 sul conoide del Rio Lazer ed infine per l'evento occorso il 18 luglio 2009 sul bacino di Ravina di Cancìa.

Nel presente capitolo viene volutamente tralasciata la trattazione del modello matematico e numerico del codice di calcolo impiegato per la quale si rimanda invece all'appendice C del presente elaborato.

8.1 Introduzione al *T.R.E.N.T. 2D-df*

Per tutte le simulazioni numeriche vi sono delle informazioni che possono ritenersi dati di input costanti ovvero non legati a stime, in particolare: il file di batimetria del dominio di calcolo, il file delle condizioni al contorno (contenente informazioni per la georeferenziazione della matrice di batimetria, le coordinate delle celle di inlet nonché i dati relativi alla pendenza del fondo alveo nelle sezioni di ingresso) ed infine l'idrogramma solido-liquido della mistura.

I file di batimetria e delle condizioni al contorno vengono creati automaticamente dal pre-processore "grigliatore" a partire dal raster del D.T.M. del dominio di calcolo e dal file CAD georiferito contenente i layer del contorno del dominio di studio nonché delle sezioni di inlet e di outlet. Per tutti e tre i casi oggetto di studio sono state considerate le sezioni di inlet precedentemente definite per il modello numerico a celle *D.F.R.M.* (vedi capitolo 7). Si fà presente che, per consentire l'utilizzo del codice di calcolo *T.R.E.N.T. 2D-df*, il pre-processore opera una rotazione della matrice di batimetria in maniera tale che la sezione di outlet sia sempre rivolta verso il basso. Tutti i file di output relativi ai vari time step di calcolo sono quindi forniti dal programma ruotati (ovvero non georeferenziati), e pertanto

non fruibili direttamente in ambiente GIS. Durante le elaborazioni eseguite si è altresì notata la presenza di anomalie in alcuni file raster ruotati dal pre-processore, probabilmente legate ad un'operazione di interpolazione dei valori iniziali una volta eseguita la rotazione dei centroidi delle singole celle raster.

L'idrogramma solido-liquido di mistura viene anche'esso creato automaticamente all'interno della workspace mediante il pre-processore "CC-Trent2d". Per quanto riguarda le colate di detrito, il pre-processore calcola, dato l'idrogramma di portata liquida e le caratteristiche del materiale, la portata solida e di mistura (acqua e sedimento) nonché il parametro di trasporto adimensionale β (altrimenti determinale mediante esperimenti di laboratorio). Si fà presente che il pre-processore non include un modello di innesco delle colate di detrito. Ciò significa che se viene utilizzato in input l'idrogramma liquido di piena totale (comprensivo cioè dei deflussi liquidi contribuenti e non alla formazione della colata) il pre-processore fornisce in output un idrogramma di mistura sovrastimato. Per tale motivo, per una corretta modellazione numerica è necessario utilizzare in input la sola porzione di idrogramma liquido contribuente alla formazione della colata di detrito. Per la simulazione numerica dei tre casi oggetto di studio non si è fatto quindi ricorso all'uso del pre-processore "CC-Trent2d" bensì sono stati utilizzati, previo opportuno pre-trattamento, gli idrogrammi solido-liquidi ottenuti dall'applicazione del modello numerico di innesco *(Gregoretti & Degetto 2012)* esposto al capitolo 7. Il calcolo del parametro di trasporto adimensionale β è stato invece eseguito implementando un apposito foglio di calcolo ed utilizzando le informazioni fornite in output dallo stesso modello numerico di innesco.

I parametri di input del codice di calcolo utilizzato sono l'angolo di attrito del materiale $\emptyset$ (range suggerito da 30° a 40°), la concentrazione del sedimento al fondo Cb (range suggerito da 0,60 a 0,65), la densità relativa immersa del materiale Δ (range suggerito da 1,50 a 1,70), il parametro di sommergenza Y (range suggerito da 15 a 25) ed infine il parametro di trasporto adimensionale β. Come esposto nell'appendice C del presente elaborato, al quale si rimanda per una trattazione più approfondita, la sommergenza Y (funzione del rapporto tra il tirante e la dimensione caratteristica del grano) viene assunta come un parametro caratteristico della simulazione la cui taratura può essere ottenuta mediante una serie di test sperimentali sul materiale prelevato da ciascun bacino oggetto di analisi. In assenza di test specifici viene suggerito un valore di riferimento pari a 20. Si fà notare che all'aumentare della sommergenza Y la colata

simulata presenta una minor resistenza al fondo e dunque velocità maggiori con tiranti contenuti (colata veloce). Viceversa al diminuire della sommergenza *Y* la colata simulata presenta una resistenza al fondo maggiore e dunque velocità più contenute con tiranti maggiori (colata lenta).

8.2 Simulazione di back-analisi della colata di detrito di Fiames

Per la simulazione numerica di back-analisi della colata di detrito di Fiames del 2006 si è utilizzato, coerentemente con quanto esposto al paragrafo 7.1, sia il file di batimetria ottenuto a partire dal raster del D.T.M. ricavato in via geostatistica mediante l'applicazione dell'algoritmo del Kriging non stazionario (vedi figura 4.41) sia il file di batimetria ottenuto a partire dal raster risultante dall'integrazione del modello digitale suddetto con quello ad alta risoluzione del 2010. Ciò ha permesso, anche in questo caso, di valutare il comportamento-risposta del modello numerico utilizzato anche nella condizione di parziale incanalamento del flusso detritico simulato.

Non essendo stati eseguiti test specifici di laboratorio per il caso oggetto di studio, è stata condotta un'analisi di sensibilità del modello sui parametri di input condizionanti la reologia del flusso detritico simulato, ovvero sull'angolo di attrito del materiale $\emptyset$ e sul parametro di sommergenza *Y*. In particolare, sono state eseguite diverse prove variando in ciascuna di esse uno o più dei parametri di input suddetti ed andando quindi a valutare (sia graficamente che analiticamente) la coerenza tra lo scenario simulato e quello reale misurato. Il confronto misurato-simulato è stato eseguito utilizzando il codice di calcolo accessorio descritto nel paragrafo 7.1, al quale si rimanda per ulteriori approfondimenti. Le combinazioni parametriche utilizzate sono riportate in tabella 8.3 congiuntamente ai valori impiegati per il calcolo del parametro di trasporto adimensionale β.

Al fine di identificare la combinazione parametrica migliore, ovvero quella in grado di fornire la corrispondenza misurato-simulato maggiore, si sono dapprima confrontati globalmente le aree ed i volumi di deposito ed erosione e dunque sono state considerate nel dettaglio le singole classi di spessore di deposito e di profondità di erosione misurate post-evento (vedi figura 1.15) identificando di conseguenza la combinazione parametrica ottimale per la simulazione della colata (tabelle 8.1 e 8.2) mediante il codice di calcolo *T.R.E.N.T. 2D-df*.

Nel presente paragrafo viene volutamente tralasciata la presentazione dei risultati della comparazione analitica misurato-simulato per la quale si rimanda invece all'appendice E del presente elaborato.

Parametri di input	***Sim_12***
DTM utilizzato	Modello gaussiano (100 m)
Angolo di attrito del materiale $\emptyset$ (°)	30,00
Concentrazione dei sedimenti al fondo *Cb* (-)	0,70
Densità relativa immersa del materiale Δ (-)	1,65
Sommergenza relativa *Y (-)*	40,00
Parametro di trasporto β (-)	1,714
Concentrazione solido-volumetrica media della colata simulata *Cs-v* (-)	0,593
Pendenza del fondo alveo nella sezione di ingresso *i* (m/m)	0,40
Densità relativa della fase solida ρs (kg/m³)	2650,00
Densità relativa della fase liquida ρw (kg/m³)	1000,00

Tab. 8.1: combinazione parametrica migliore nell'ipotesi di flusso totalmente disperso in conoide.

Parametri di input	***Sim_7***
DTM utilizzato	DTM condizionale
Angolo di attrito del materiale $\emptyset$ (°)	30,00
Concentrazione dei sedimenti al fondo *Cb* (-)	0,70
Densità relativa immersa del materiale Δ (-)	1,65
Sommergenza relativa *Y (-)*	25,00
Parametro di trasporto β (-)	4,388
Concentrazione solido-volumetrica media della colata simulata *Cs-v* (-)	0,593
Pendenza del fondo alveo nella sezione di ingresso *i* (m/m)	0,40
Densità relativa della fase solida ρs (kg/m³)	2650,00
Densità relativa della fase liquida ρw (kg/m³)	1000,00

Tab. 8.2: combinazione parametrica migliore nell'ipotesi di flusso non totalmente disperso in conoide.

Parametri di input	***Sim_1****	***Sim_2***	***Sim_3***	***Sim_4***	***Sim_5***	***Sim_6***	***Sim_7****
Angolo di attrito del materiale $\emptyset$ (°)	38,00	30,00	40,00	38,00	38,00	30,00	30,00
Concentrazione dei sedimenti al fondo *Cb* (-)	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70
Densità relativa immersa del materiale Δ (-)	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65
Sommergenza relativa *Y (-)*	20,00	20,00	20,00	15,00	25,00	15,00	25,00
Parametro di trasporto β (-)	8,443	6,856	8,814	15,009	5,403	12,189	4,388
Concentrazione solido-volumetrica media della colata simulata *Cs-v* (-)	0,593	0,593	0,593	0,593	0,593	0,593	0,593
Pendenza del fondo alveo nella sezione di ingresso *i* (m/m)	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
Densità relativa della fase solida ρs (kg/m³)	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00
Densità relativa della fase liquida ρw (kg/m³)	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00
Parametri di input	***Sim_8***	***Sim_9***	***Sim_10***	***Sim_11***	***Sim_12****	***Sim_13***	
Angolo di attrito del materiale $\emptyset$ (°)	30,00	40,00	30,00	40,00	30,00	40,00	
Concentrazione dei sedimenti al fondo *Cb* (-)	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	
Densità relative immerse del materiale Δ (-)	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	
Sommergenza relativa *Y (-)*	30,00	30,00	35,00	35,00	40,00	40,00	
Parametro di trasporto β (-)	3,047	3,917	2,238	2,878	1,714	2,203	
Concentrazione solido-volumetrica media della colata simulata *Cs-v* (-)	0,593	0,593	0,593	0,593	0,593	0,593	
Pendenza del fondo alveo nella sezione di ingresso *i* (m/m)	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	
Densità relativa della fase solida ρs (kg/m³)	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	
Densità relativa della fase liquida ρw (kg/m³)	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	

Tab. 8.3: parametri di input utilizzati durante l'analisi di sensibilità del modello nel conoide di Fiames (* combinazioni parametriche utilizzate sia con il file di batimetria ottenuto a partire dal modello digitale interpolato con l'algoritmo del kriging non stazionario sia col file di batimetria risultante dall'integrazione del modello digitale suddetto con quello ad alta risoluzione del 2010).

8.2.1 Risultati delle simulazioni eseguite utilizzando il D.T.M. interpolato con l'algoritmo del kriging non stazionario

Come si nota in tabella 8.4, utilizzando la combinazione parametrica di tabella 8.1 il modello ai volumi finiti bidimensionale ha simulato circa il 56% dell'area con deposito misurato e circa il 26% dell'area con erosione misurata. Di tali superfici, circa il 46% per il deposito e circa il 25% per l'erosione sono state simulate correttamente anche per quel che concerne gli spessori e le profondità rilevati post-evento. Il volume complessivo di deposito simulato è risultato pari a 3.334,60 m^3 (rapporto volume di deposito stimato post-evento/volume di deposito simulato pari a 3,37). Tale volume è stato interamente simulato all'interno del range degli spessori di deposito misurati post-evento (no sovrastima degli spessori di deposito); di esso, tuttavia, solo il 7% è stato simulato correttamente (spessore simulato uguale a quello misurato). Si sottolinea che seppur più contenuta, anche in questo caso (vedi paragrafo 7.1), c'è una sovrastima dell'area di deposito misurata (rapporto area di deposito stimato post-evento/area di deposito simulata pari a 0,41) giustificabile sempre considerando che l'applicazione dell'algoritmo del kriging induce una smussatura delle singolarità topografiche con conseguente semplificazione della morfologia del terreno ed accentuazione della tendenza da parte del flusso simulato a divagare in conoide. Il volume complessivo di erosione simulato è risultato pari a 2.706,35 m^3 (rapporto volume di erosione stimato post-evento/volume di erosione simulato pari a 0,73). Di esso solo il 3% è stato simulato correttamente nelle profondità.

Analizzando inoltre i risultati in riferimento alle singole classi di spessore di deposito stimato emerge che il modello ai volumi finiti bidimensionale ha simulato correttamente circa il 55% dell'area interessata dal deposito della frazione fina ($0,0<x<0,50$ m), mentre le classi di deposito superiori non sono state simulate in misura significativa. Si sottolinea tuttavia che circa l'85% dell'area di deposito misurata è costituita da frazione fina. Analizzando infine i risultati in riferimento alle singole classi di profondità di erosione si nota che il modello ai volumi finiti bidimensionale ha simulato correttamente circa il 27% dell'area afferente alla classe di profondità -0,25 m e circa il 5% dell'area afferente alla classe di profondità -0,75 m (la classe di profondità -1,25 m non è stata invece simulata). Si sottolinea tuttavia che circa il 95% dell'area di erosione misurata rientra nella classe di profondità -0,25 m.

L'indice di accuratezza globale ω di *Scheidl & Rickenmann (2010)* per il solo deposito è risultato pari a -1,11 (ciò è dovuto alla sovrastima dell'area di deposito misurata), mentre per la sola erosione è risultato minore di -2,00.

Nelle seguenti figure 8.1 e 8.2 viene rappresentata rispettivamente la carta finale delle profondità di erosione e degli spessori di deposito per la simulazione numerica di tabella 8.1 e la corrispondente carta delle sovrapposizioni corrette.

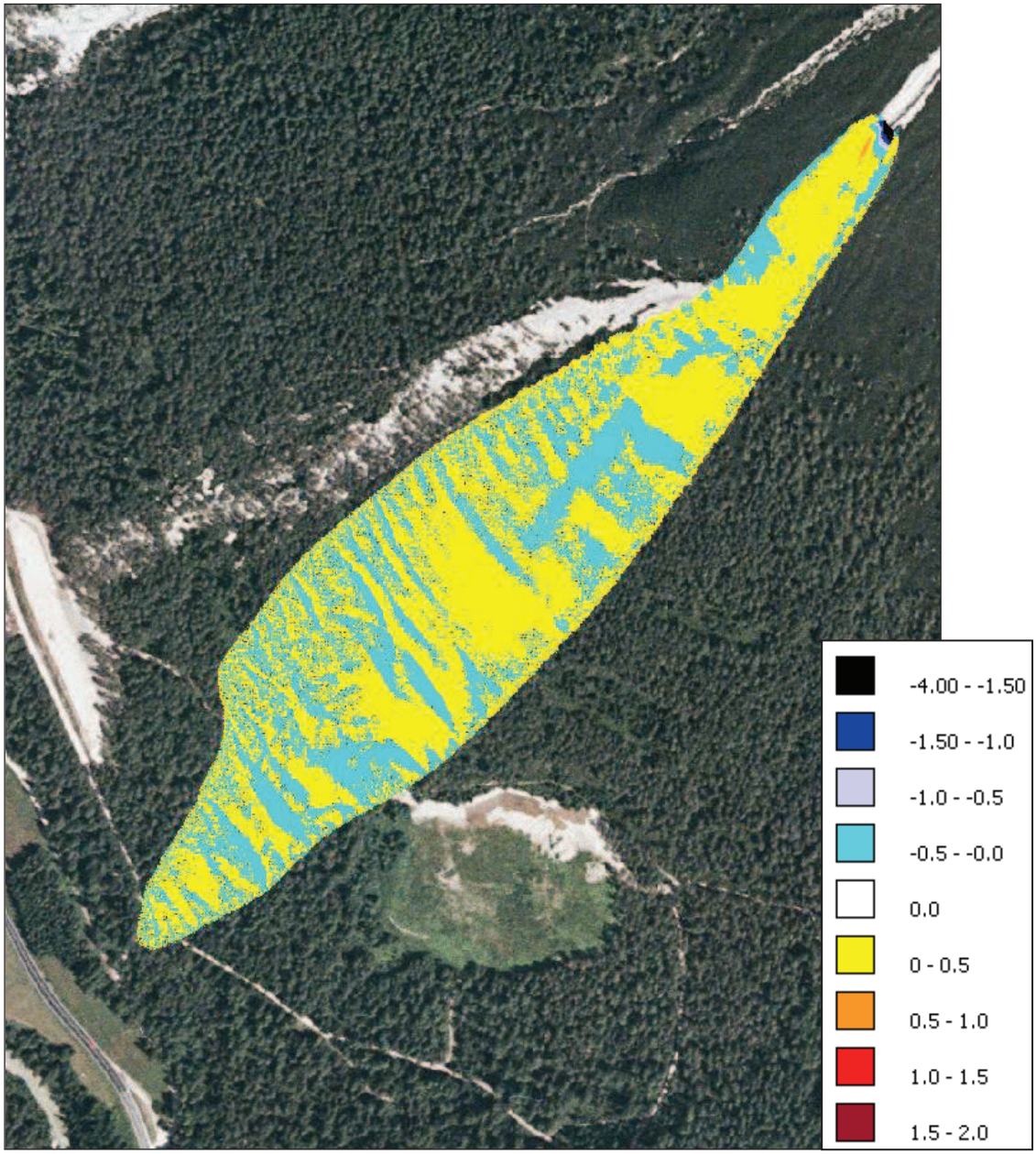


Fig. 8.1: carta finale georeferenziata delle erosioni e dei depositi della simulazione numerica di tabella 8.1 montata su ortofoto 2000.

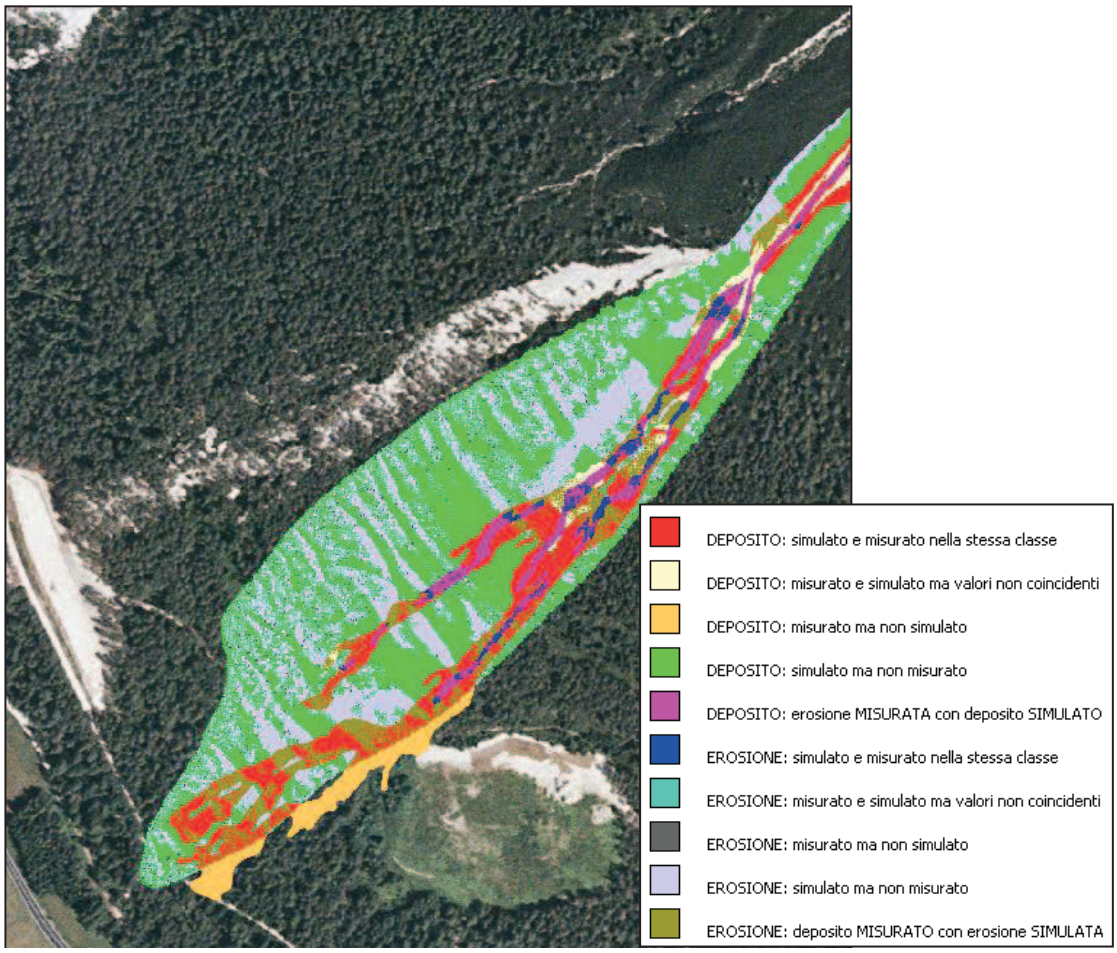


Fig. 8.2: carta georeferenziata delle sovrapposizioni corrette della simulazione numerica di tabella 8.1 montata su ortofoto 2000.

Dall'analisi della figura 8.1 si evince che il modello numerico non è riuscito a simulare egregiamente le reali dinamiche dei processi erosivi occorsi durante l'evento di colata di detrito di Fiames del luglio 2006. Ciò è indubbiamente dovuto alla scarsa qualità del dato topografico utilizzato. Difatti, durante le simulazioni numeriche condotte si è notato che il codice di calcolo utilizzato è estremamente sensibile alla morfologia del terreno. Osservando la figura 8.1 si evince in particolare la presenza di "strisciate di erosione" orientate ortogonalmente rispetto alla linea di massima pendenza, probabilmente legate alla presenza sulla base topografica utilizzata di micro-morfologie fittizie create dallo spostamento del cerchio di vicinaggio durante il processo di interpolazione eseguito con l'algoritmo del Kriging non stazionario. Tuttavia si nota altresì la presenza di erosioni ingiustificate in corrispondenza sia di zone di margine che nella zona terminale dell'area interessata dal flusso simulato.

area deposito misurata (mq)	32.638,00
area deposito simulata complessiva (mq)	79.284,00
area deposito simulata nell'intervallo di classi di deposito considerato (mq)	79.284,00
area erosione misurata (mq)	7.093,00
area erosione simulata complessiva (mq)	86.809,00
area erosione simulata nell'intervallo di classi di erosione considerato (mq)	43.351.00
volume deposito misurato (mc)	11.236,00
volume deposito simulato (mc)	3.334,60
volume deposito simulato nell'intervallo di classi di deposito considerato (mc)	3.334,60
volume di deposito simulato nell'area misurata (mc)	1.072,40
volume erosione misurato (mc)	1.986,25
volume erosione simulato (mc)	2.706,35
volume erosione simulato nell'intervallo di classi di erosione considerato (mc)	1.239,71
volume di erosione simulato nell'area misurata (mc)	129,47
percentuale di area con deposito misurato e simulato	56,22
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	14,42
percentuale di area con deposito simulato ma non misurato	186,71
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	46,16
percentuale di volume di deposito misurato correttamente simulato	6,88
percentuale di area con erosione misurata e simulata	26,18
percentuale di area con erosione misurata ma non simulata	0,82
percentuale di area con erosione simulata ma non misurata	585,97
percentuale di area con erosione misurata correttamente simulata	25,69
percentuale di volume di erosione misurato correttamente simulato	3,45
percentuale di area di deposito simulata con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,00
percentuale di volume di deposito simulato con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,00
percentuale di area di erosione simulata con spessori al di fuori del range di quelli misurati	612,69
percentuale di volume di erosione simulato con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,00
area misurata (mq) con deposito di classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	27.442,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	6.860,50
area simulata (mq) con deposito di classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	79.217,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	3.295,43
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,5)	46,11
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,5)	6,78
area misurata (mq) con deposito di classe 0,75m (0,5<x<1,0m)	4.273,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	3.204,75
area simulata (mq) con deposito di classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	67,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	39,17
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0)	0,05
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0)	0,09
area misurata (mq) con deposito di classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	889,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	1.111,25
area simulata (mq) con deposito di classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	0,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	0,00
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 1,0<x<1,5)	0,00
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 1,0<x<1,5)	0,00
area misurata (mq) con deposito di classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	34,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	59,50
area simulata (mq) con deposito di classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	0,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	0,00
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 1,5<x<2,0)	0,00
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 1,5<x<2,0)	0,00

area misurata (mq) con erosione di classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	6.724,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	1.681,00
area simulata (mq) con erosione di classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	43.193,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	1.095,50
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,0<x<-0,5)	25,46
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,0<x<-0,5)	2,84
area misurata (mq) con erosione di classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	312,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	234,00
area simulata (mq) con erosione di classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	100,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	73,46
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: -0,5<x<-1,0)	0,23
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: -0,5<x<-1,0)	0,61
area misurata (mq) con erosione di classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	57,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	71,25
area simulata (mq) con erosione di classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	58,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	70,75
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: -1,0<x<-1,5)	0,00
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: -1,0<x<-1,5)	0,00
Indici di accuratezza *di Scheidl & Rickenman (2010)*	
Alpha (α) deposito	0,56
Beta (β) deposito	1,87
Gamma (γ) deposito	0,14
Epsilon (ε) deposito	0,34
Omega (ω) deposito	-1,11
Alpha (α) erosione	0,27
Beta (β) erosione	5,86
Gamma (γ) erosione	0,01
Epsilon (ε) erosione	0,23
Omega (ω) erosione	-5,37
Alpha (α) erosione + deposito	0,51
Beta (β) erosione + deposito	2,58
Gamma (γ) erosione + deposito	0,12
Epsilon (ε) erosione + deposito	0,36
Omega (ω) erosione + deposito	-1,83
Indice di accuratezza *"F" di Bates e Roo (2000)*	
classe di deposito 0,0<x<0,5m	0,42
classe di deposito 0,5<x<1,0m	0,00
classe di deposito 1,0<x<1,5m	0,00
classe di deposito 1,5<x<2,0m	0,00
Global *F Index* correctly predicted	0,37
Global *F Index* overall deposition	0,56
classe di erosione -0,5<x<0,0m	0,11
classe di erosione -0,5<x<-1,0m	0,04
classe di erosione -1,0<x<-1,5m	0,00
Global *F Index* correctly predicted	0,11
Global *F Index* overall erosion	0,27

Tab. 8.4: risultati della comparazione analitica simulato-misurato per la combinazione parametrica di tabella 8.1. In rosa evidenza dei risultati ottenuti per i soli processi deposizionali; in azzurro evidenza dei risultati ottenuti per i soli processi erosivi.

8.2.2 Risultati delle simulazioni eseguite utilizzando il D.T.M. ottenuto mediante "integrazione condizionale"

Come si nota in tabella 8.5, utilizzando la combinazione parametrica di tabella 8.2 il modello ai volumi finiti bidimensionale ha simulato circa il 62% dell'area con deposito misurato e solo circa il 15% dell'area con erosione misurata. Di tali superfici, circa il 47% per il deposito e circa il 13% per l'erosione sono state simulate correttamente anche per quel che concerne gli spessori e le profondità rilevati post-evento. Il volume complessivo di deposito simulato è risultato pari a 5.865,17 m^3 (rapporto volume di deposito stimato post-evento/volume di deposito simulato pari a 1,92). Tale volume è stato interamente simulato all'interno del range degli spessori di deposito misurati post-evento (no sovrastima degli spessori di deposito); di esso, il 18% è stato inoltre simulato correttamente (spessore simulato uguale a quello misurato). Il volume complessivo di erosione simulato è risultato pari a 7.766,54 m^3 (rapporto volume di erosione stimato post-evento/volume di erosione simulato pari a 0,26). Di esso solo il 3% è stato simulato correttamente nelle profondità.

Analizzando inoltre i risultati in riferimento alle singole classi di spessore di deposito stimato emerge che il modello a celle ha simulato correttamente circa il 56% dell'area interessata dal deposito della frazione fina ($0,0<x<0,50$ m), mentre le classi di deposito superiori non sono state simulate. Analizzando infine i risultati in riferimento alle singole classi di profondità di erosione si nota che il modello ai volumi finiti bidimensionale ha simulato correttamente circa il 14% dell'area afferente alla classe di profondità -0,25 m e circa il 4% dell'area afferente alla classe di profondità -0,75 m (la classe di profondità -1,25 m non è stata invece simulata).

L'indice di accuratezza globale ω di *Scheidl & Rickenmann (2010)* per il solo deposito è risultato pari a +0,32 (ciò è dovuto alla minore sovrastima dell'area di deposito misurata), mentre per la sola erosione è risultato minore di -2,00.

Nelle seguenti figure 8.3 e 8.4 viene rappresentata rispettivamente la carta finale delle profondità di erosione e degli spessori di deposito per la simulazione numerica di tabella 8.2 e la corrispondente carta delle sovrapposizioni corrette.

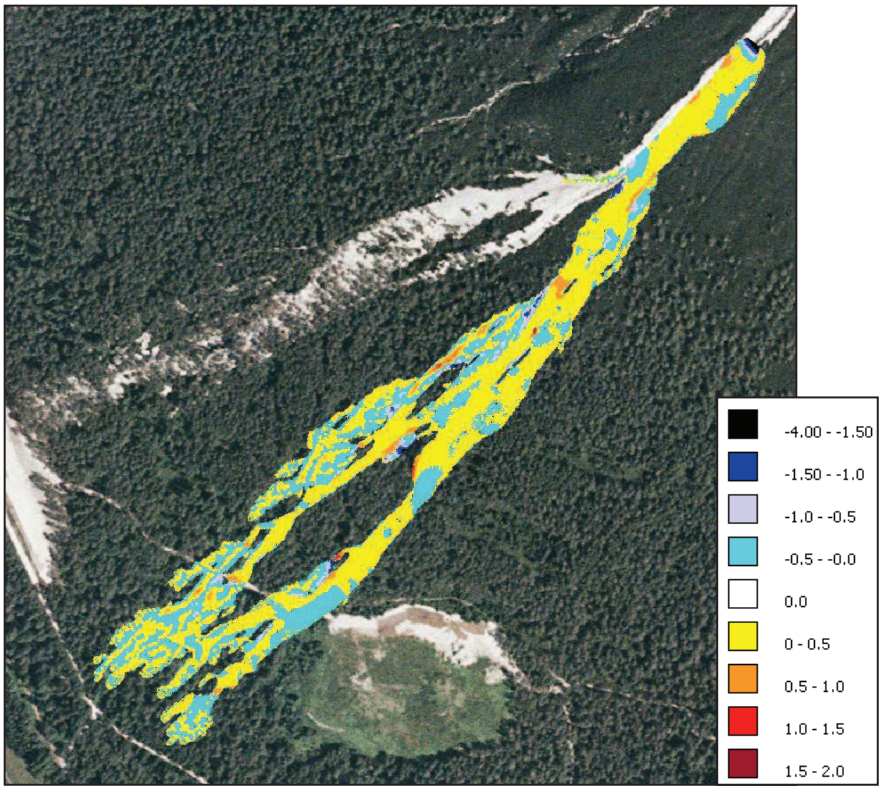


Fig. 8.3: carta finale georeferenziata delle erosioni e dei depositi della simulazione numerica di tabella 8.2 montata su ortofoto 2000.

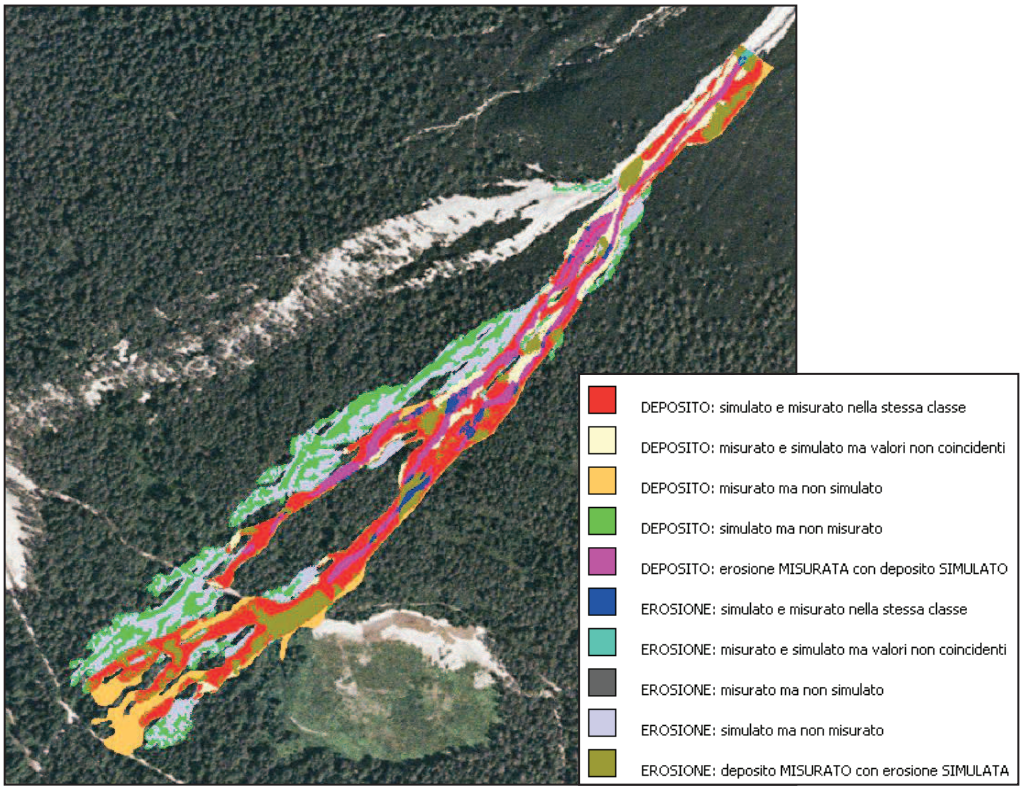


Fig. 8.4: carta georeferenziata delle sovrapposizioni corrette della simulazione numerica di tabella 8.2 montata su ortofoto 2000.

Dall'analisi della figura 8.3 si nota che l'utilizzo del file di batimetria ottenuto a partire dal raster risultante dall'integrazione del modello digitale costruito in via geostatistica con quello ad alta risoluzione del 2010 ha permesso una simulazione dell'evento del 2006 più aderente alla realtà per quel che concerne l'estensione e la forma dell'area interessata. Tuttavia, anche in questo caso, il modello numerico non è riuscito a simulare egregiamente le reali dinamiche dei processi erosivi occorsi durante l'evento del 2006. In particolare, manca tutto il tratto in erosione (figura 8.5) che và dalla deviazione di monte (in corrispondenza del punto ove la colata del 2006 ha deviato in sinistra idraulica) fino alla deviazione di valle (in corrispondenza del punto ove il flusso è entrato all'interno della copertura boschiva). Inoltre, anche in questo caso si nota la presenza di erosioni ingiustificate in corrispondenza sia di zone di margine che nella zona terminale dell'area interessata dal flusso simulato.

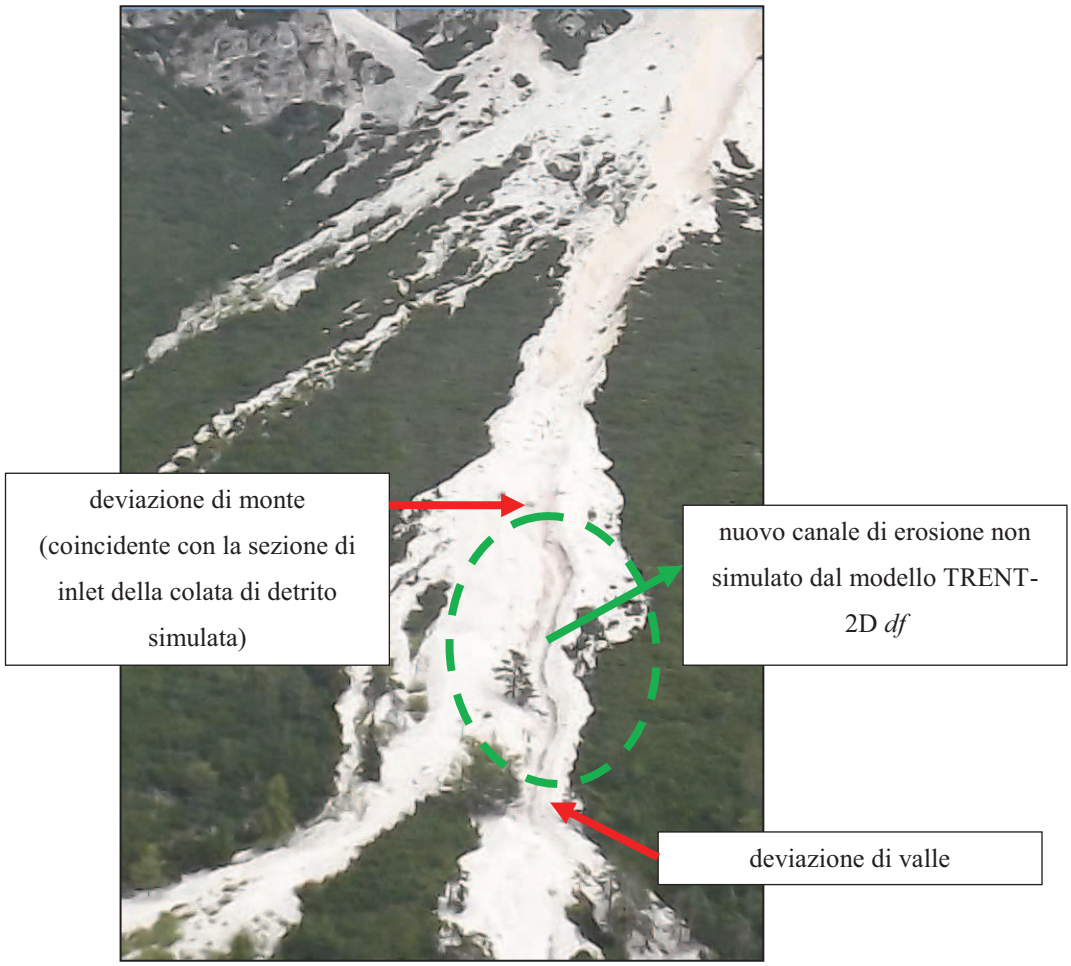


Fig. 8.5: particolare aereo del nuovo canale di erosione aperto durante l'evento del 2006 non simulato dal modello TRENT-2D *df.*

area deposito misurata (mq)	32.638,00
area deposito simulata complessiva (mq)	36.346,00
area deposito simulata nell'intervallo di classi di deposito considerato (mq)	36.346,00
area erosione misurata (mq)	7.093,00
area erosione simulata complessiva (mq)	40.161,00
area erosione simulata nell'intervallo di classi di erosione considerato (mq)	20.025,00
volume deposito misurato (mc)	11.236,00
volume deposito simulato (mc)	5.865,17
volume deposito simulato nell'intervallo di classi di deposito considerato (mc)	5.865,17
volume di deposito simulato nell'area misurata (mc)	3.346,49
volume erosione misurato (mc)	1.986,25
volume erosione simulato (mc)	7.766,54
volume erosione simulato nell'intervallo di classi di erosione considerato (mc)	3.731,69
volume di erosione simulato nell'area misurata (mc)	154,75
percentuale di area con deposito misurato e simulato	62,22
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	16,40
percentuale di area con deposito simulato ma non misurato	49,15
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	47,40
percentuale di volume di deposito misurato correttamente simulato	18,61
percentuale di area con erosione misurata e simulata	14,38
percentuale di area con erosione misurata ma non simulata	1,45
percentuale di area con erosione simulata ma non misurata	269,51
percentuale di area con erosione misurata correttamente simulata	13,10
percentuale di volume di erosione misurato correttamente simulato	2,75
percentuale di area di deposito simulata con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,00
percentuale di volume di deposito simulato con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,00
percentuale di area di erosione simulata con spessori al di fuori del range di quelli misurati	283,89
percentuale di volume di erosione simulato con spessori al di fuori del range di quelli misurati	0,00
area misurata (mq) con deposito di classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	27.442,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	6.860,50
area simulata (mq) con deposito di classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	34.692,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,25m (0,0<x<0,5m)	4.784,17
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,5)	46,94
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,5)	17,80
area misurata (mq) con deposito di classe 0,75m (0,5<x<1,0m)	4.273,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	3.204,75
area simulata (mq) con deposito di classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	1.565,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,75m (0.5<x<1,0m)	969,89
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0)	0,47
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0)	0,81
area misurata (mq) con deposito di classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	889,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	1.111,25
area simulata (mq) con deposito di classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	73,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 1,25m (1,0<x<1,5m)	85,04
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 1,0<x<1,5)	0,00
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 1,0<x<1,5)	0,00
area misurata (mq) con deposito di classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	34,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	59,50
area simulata (mq) con deposito di classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	16,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 1,75m (1,5<x<2,0m)	26,07
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 1,5<x<2,0)	0,00
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 1,5<x<2,0)	0,00

area misurata (mq) con erosione di classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	6.724,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	1.681,00
area simulata (mq) con erosione di classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	18.077,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -0,25m (0,0<x<-0,5m)	2.232,80
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,0<x<-0,5)	12,94
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,0<x<-0,5)	2,34
area misurata (mq) con erosione di classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	312,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	234,00
area simulata (mq) con erosione di classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	1.633,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -0,75m (-0,5<x<-1,0m)	1.131,40
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: -0,5<x<-1,0)	0,16
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: -0,5<x<-1,0)	0,41
area misurata (mq) con erosione di classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	57,00
volume erosione misurato (mc) nella classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	71,25
area simulata (mq) con erosione di classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	315,00
volume erosione simulato (mc) nella classe -1,25m (-1,0<x<-1,5m)	367,49
percentuale di area di erosione correttamente simulata rispetto al totale (classe: -1,0<x<-1,5)	0,00
percentuale di volume di erosione correttamente simulato rispetto al totale (classe: -1,0<x<-1,5)	0,00
Indici di accuratezza di Scheidl & Rickenman (2010)	
Alpha (α) deposito	0,62
Beta (β) deposito	0,49
Gamma (γ) deposito	0,16
Epsilon (ε) deposito	0,35
Omega (ω) deposito	0,32
Alpha (α) erosione	0,14
Beta (β) erosione	2,70
Gamma (γ) erosione	0,02
Epsilon (ε) erosione	0,12
Omega (ω) erosione	-2,45
Alpha (α) erosione + deposito	0,54
Beta (β) erosione + deposito	0,89
Gamma (γ) erosione + deposito	0,14
Epsilon (ε) erosione + deposito	0,40
Omega (ω) erosione + deposito	-0,09
Indice di accuratezza *"F" di Bates e Roo (2000)*	
classe di deposito 0,0<x<0,5m	0,41
classe di deposito 0,5<x<1,0m	0,03
classe di deposito 1,0<x<1,5m	0,00
classe di deposito 1,5<x<2,0m	0,00
Global *F Index* correctly predicted	0,35
Global *F Index* overall deposition	0,62
classe di erosione -0,5<x<0,0m	0,07
classe di erosione -0,5<x<-1,0m	0,01
classe di erosione -1,0<x<-1,5m	0,00
Global *F Index* correctly predicted	0,06
Global *F Index* overall erosion	0,14

Tab. 8.5: risultati della comparazione analitica simulato-misurato per la combinazione parametrica di tabella 8.2. In rosa evidenza dei risultati ottenuti per i soli processi deposizionali; in azzurro evidenza dei risultati ottenuti per i soli processi erosivi.

8.3 Simulazione di back-analisi della colata di detrito del Rio Lazer

Per la simulazione numerica di back-analisi della colata di detrito del Rio Lazer del 1966 si è utilizzato il file di batimetria ottenuto a partire dal raster del D.T.M. ricondotto alle condizioni topografiche allora esistenti (vedi capitolo 5).

Anche in questo caso, non essendo stati eseguiti test specifici di laboratorio per il bacino oggetto di studio, è stata condotta un'analisi di sensibilità del modello sui parametri di input condizionanti la reologia del flusso detritico simulato secondo le modalità sopra descritte per il caso studio di Fiames (vedi paragrafo 8.2). Le combinazioni parametriche utilizzate sono riportate in tabella 8.7 congiuntamente ai valori impiegati per il calcolo del parametro di trasporto adimensionale β.

Al fine di identificare la combinazione parametrica migliore, ovvero quella in grado di fornire la corrispondenza misurato-simulato maggiore, si sono dapprima confrontati globalmente le aree ed i volumi di deposito (si ricorda che durante l'evento del 1966 non si sono manifestati lungo il conoide processi erosivi evidenti) e dunque sono state considerate nel dettaglio le singole classi di spessore stimate post-evento (vedi figura 2.10) identificando di conseguenza la combinazione parametrica ottimale per la simulazione della colata (tabelle 8.6) mediante il codice di calcolo *T.R.E.N.T. 2D-df*.

Nel presente paragrafo viene tralasciata la presentazione dei risultati della comparazione analitica misurato-simulato per la quale si rimanda invece all'appendice E.

Parametri di input	***Sim_7***
Angolo di attrito del materiale $\varnothing$ (°)	30,00
Concentrazione dei sedimenti al fondo *Cb* (-)	0,62
Densità relativa immersa del materiale Δ (-)	1,65
Sommergenza relativa *Y (-)*	25,00
Parametro di trasporto β (-)	2,420
Concentrazione solido-volumetrica media della colata simulata *Cs-v* (-)	0,495
Pendenza del fondo alveo nella sezione di ingresso *i* (m/m)	0,396
Densità relativa della fase solida ρs (kg/m³)	2650,00
Densità relativa della fase liquida ρw (kg/m³)	1000,00

Tab. 8.6: combinazione parametrica migliore per la simulazione numerica di back-analisi dell'evento di colata detritica occorso il 04/11/1966 sul bacino del Rio Lazer.

Parametri di input	***Sim_1***	***Sim_2***	***Sim_3***	***Sim_4***	***Sim_5***	***Sim_6***	***Sim_7***
DTM utilizzato	No_Vasca (2014)	No_Vasca (2014)	No_Vasca (2014)	No_Vasca (2014)	No_Vasca (2014)	No_Vasca (2014)	No_Vasca (2014)
Angolo di attrito del materiale $\emptyset$ (°)	30,00	38,00	38,00	30,00	40,00	30,00	30,00
Concentrazione dei sedimenti al fondo *Cb* (-)	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62
Densità relativa immersa del materiale Δ (-)	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65
Sommergenza relativa *Y (-)*	20,00	15,00	25,00	20,00	20,00	15,00	25,00
Parametro di trasporto β (-)	4,657	8,279	2,980	3,782	4,862	6,723	2,420
Concentrazione solido-volumetrica media della colata simulata *Cs-v* (-)	0,495	0,495	0,495	0,495	0,495	0,495	0,495
Pendenza del fondo alveo nella sezione di ingresso *i* (m/m)	0,396	0,396	0,396	0,396	0,396	0,396	0,396
Densità relativa della fase solida ρs (kg/m³)	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00
Densità relativa della fase liquida ρw (kg/m³)	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00

Tab. 8.7: parametri di input utilizzati durante l'analisi di sensibilità del modello nel conoide del Rio Lazer.

Come si nota in tabella 8.8, utilizzando la combinazione parametrica di tabella 8.6 il modello ai volumi finiti bidimensionale ha simulato circa il 60% dell'area con deposito misurato. Di tale percentuale circa il 23% è stata simulata correttamente anche per quel che concerne gli spessori di deposito stimati post-evento. La percentuale di area di deposito misurata non simulata è risultata pari a circa 23%, mentre la percentuale di area con deposito simulato ma non misurato è risultata pari a circa 30%. Il volume complessivo di deposito simulato è risultato pari a 48.064,77 m^3 (rapporto volume di deposito stimato post-evento-volume di deposito simulato pari a 1,14), di esso circa il 66% è stato simulato all'interno dell'area di deposito stimata post-evento mentre solo circa l'80% è stato simulato con spessori ricadenti entro il range di quelli stimati post-evento (spessore di deposito simulato massimo pari a +9,80 m). La percentuale di volume correttamente simulata (spessore simulato uguale allo spessore stimato) è risultata pari al 19%. Si fa presente inoltre che in tutte le simulazioni numeriche eseguite sono stati simulati fenomeni erosivi, in contrasto sia con le reali dinamiche dell'evento occorso il 4/11/1966 che con i risultati delle simulazioni numeriche condotte con il modello di propagazione a celle (vedi figura 7.9). In particolare, con la combinazione parametrica di tabella 8.6 è stato simulato un volume di erosione pari a 13.521,59 m^3 con una profondità di scavo massima pari a -2,80 m.

Analizzando inoltre i risultati in riferimento alle singole classi di spessore di deposito stimato emerge che il modello ai volumi finiti bidimensionale ha simulato correttamente circa il 19% dell'area interessata dal deposito della frazione fina, circa il 30% dell'area interessata dai depositi aventi spessore medio stimato pari a 0,30 m, circa il 22% dell'area interessata dai depositi aventi spessore medio stimato pari a 0,75 m e circa il 13% dell'area interessata dai depositi aventi spessore medio stimato pari a 2,50 m.

L'indice di accuratezza globale ω di *Scheidl & Rickenmann (2010)* per il solo deposito è risultato pari a +0,26.

Nelle seguenti figure 8.6 e 8.7 viene rappresentata rispettivamente la carta finale dei depositi e delle erosioni simulate dal modello ai volumi finiti bidimensionale. Come si nota dal confronto di figura 8.7 il modello ai volumi finiti bidimensionale tende a concentrare la simulazione dei processi erosivi in corrispondenza delle aree dove le linee di flusso convergono, evidenziando un'elevata sensibilità alla topografica locale. Si sottolinea

tuttavia che le pendenze in gioco non sono tali da giustificare profondità di scavo dell'ordine di grandezza del metro (range 0,02-0,05 m/m).

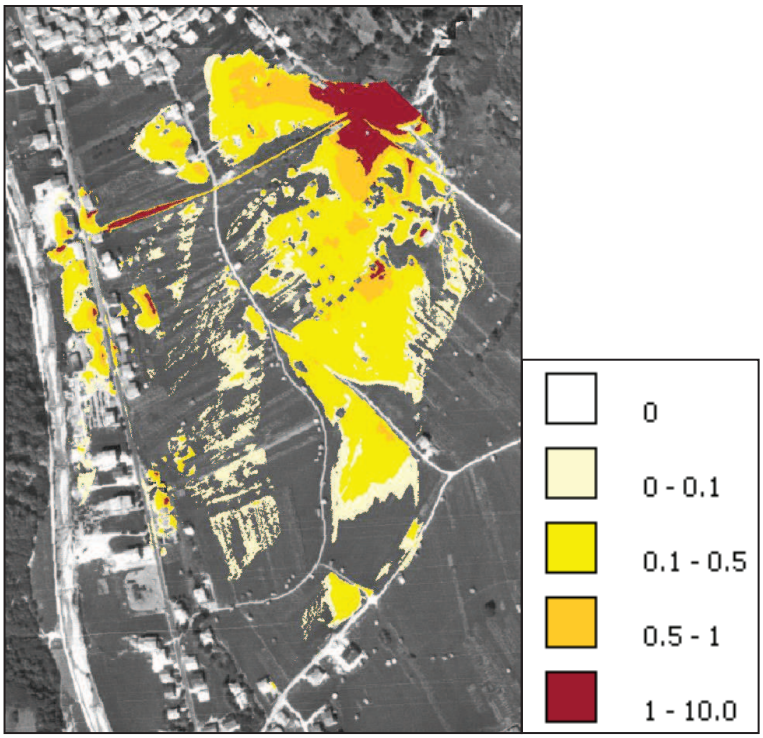


Fig. 8.6: carta finale georeferenziata degli spessori di deposito simulati con la combinazione parametrica di tabella 8.6 montata su ortofoto 1973.

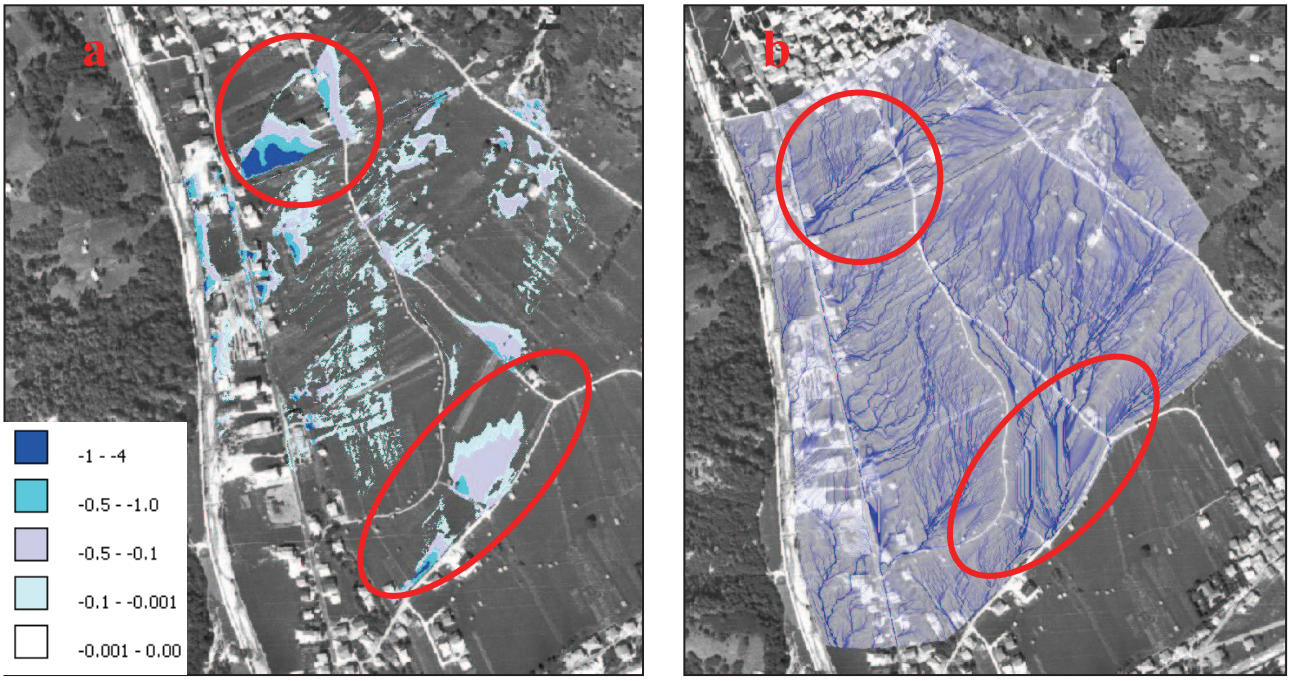


Fig. 8.7: *(a)* carta finale georeferenziata delle profondità di erosione simulate con la combinazione parametrica di tabella 8.6. *(b)* carta delle linee di flusso ottenute mediante l'utilizzo dell'algoritmo D-infinito.

Come si nota dal confronto tra la figura 8.6 e la carta degli spessori di deposito simulati dal modello a celle con la combinazione parametrica migliore (vedi figura 7.9), il modello numerico ai volumi finiti bidimensionale tende a concentrare il deposito della fase solida in corrispondenza della sezione di inlet con una netta sovrastima degli spessori stimati post-evento. Viceversa il modello numerico a celle riesce a simulare una distribuzione degli spessori di deposito più uniforme all'interno del dominio di calcolo considerato senza sovrastimare gli spessori stimati post-evento.

Nella seguente figura 8.8 viene rappresentata la carta delle sovrapposizioni corrette per la combinazione parametrica di tabella 8.6.

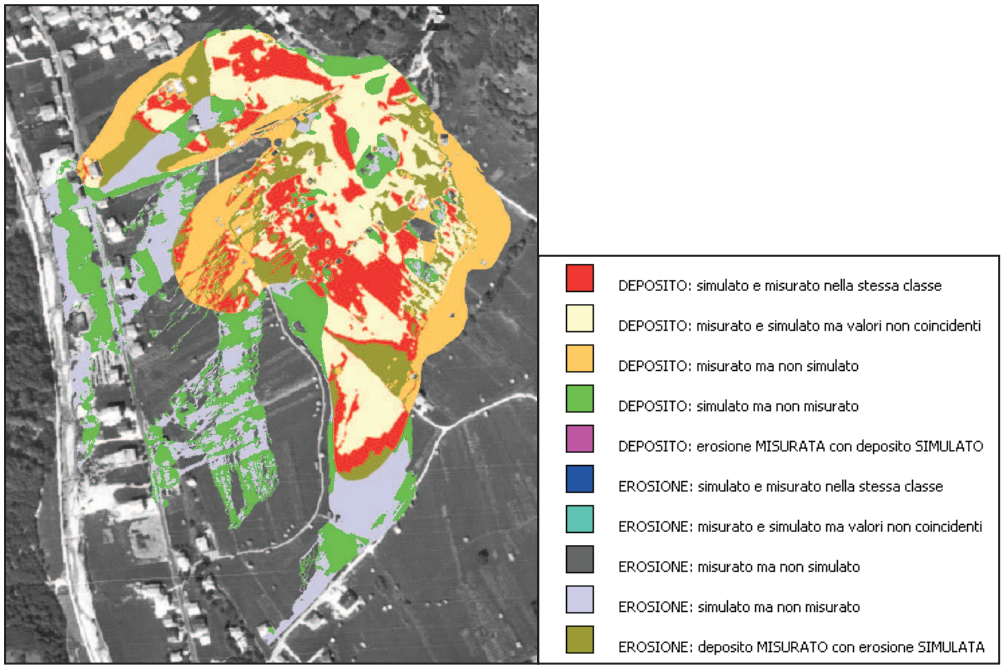


Fig. 8.8: carta georeferenziata delle sovrapposizioni corrette della simulazione numerica di tabella 8.6 montata su ortofoto 1973.

Come si nota dal confronto tra la figura 8.8 e la carta delle sovrapposizioni corrette della simulazione numerica migliore eseguita con il modello a celle (vedi figura 7.10), le aree con deposito correttamente simulato sono distribuite all'interno del dominio di calcolo in maniera pressoché analoga. Anche le aree con deposito misurato ma non simulato, cosi come le aree con deposito simulato ma non misurato, presentano una distribuzione all'interno del dominio di calcolo molto simile. Dal confronto si evince altresì che in zone laddove il modello numerico a celle ha simulato la sola propagazione della fase liquida drenata dalla fase solida dopo che quest'ultima si è depositata, il modello numerico ai volumi finiti bidimensionale ha simulato processi erosivi.

area deposito misurata (mq)	136.132,00
area deposito simulata complessiva (mq)	120.571,00
area deposito simulata nell'intervallo di classi di deposito considerato (mq)	118.923,00
volume deposito misurato (mc)	54.896,46
volume deposito simulato (mc)	48.064,77
volume deposito simulato nell'intervallo di classi di deposito considerato (mc)	38.090,52
volume di deposito simulato nell'area misurata (mc)	31.882,78
percentuale di area con deposito misurato e simulato	58,42
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	23,34
percentuale di area con deposito simulato ma non misurato	30,15
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	22,99
percentuale di volume di deposito misurato correttamente simulato	18,82
percentuale di area di deposito simulata con spessori al di fuori del range di quelli misurati	1,21
percentuale di volume di deposito simulato con spessori al di fuori del range di quelli misurati	18,17
area misurata (mq) con deposito di classe 0,05m (classe: 0,0<x<0,1m)	51.534,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,05m (classe: 0,0<x<0,1m)	2.578,04
area simulata (mq) con deposito di classe 0,05m (classe: 0,0<x<0,1m)	41.459,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,05m (classe: 0,0<x<0,1m)	1.563,76
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,1)	7,14
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,0<x<0,1)	0,76
area misurata (mq) con deposito di classe 0,30m (classe: 0,1<x<0,5m)	46.156,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,30m (classe: 0,1<x<0,5m)	13.840,92
area simulata (mq) con deposito di classe 0,30m (classe: 0,1<x<0,5m)	5.6743,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,30m (classe: 0,1<x<0,5m)	14.765,57
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,1<x<0,5m)	10,04
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,1<x<0,5m)	6,43
area misurata (mq) con deposito di classe 0,75m (classe: 0,5<x<1,0m)	32.930,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 0,75m (classe: 0,5<x<1,0m)	24.697,50
area simulata (mq) con deposito di classe 0,75m (classe: 0,5<x<1,0m)	13.855,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 0,75m (classe: 0,5<x<1,0m)	9.531,81
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0m)	5,28
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 0,5<x<1,0m)	8,89
area misurata (mq) con deposito di classe 2,50m (classe: 1,0<x<4,0m)	5.512,00
volume deposito misurato (mc) nella classe 2,50m (classe: 1,0<x<4,0m)	13.780,00
area simulata (mq) con deposito di classe 2,50m (classe: 1,0<x<4,0m)	6.866,00
volume deposito simulato (mc) nella classe 2,50m (classe: 1,0<x<4,0m)	12.229,39
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto al totale (classe: 1,0<x<4,0m)	0,54
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto al totale (classe: 1,0<x<4,0m)	2,74
Indici di accuratezza *di Scheidl & Rickenman (2010)*	
Alpha (α) deposito	0,58
Beta (β) deposito	0,76
Gamma (γ) deposito	0,23
Epsilon (ε) deposito	0,22
Omega (ω) deposito	-0,20
Indice di accuratezza *"F" di Bates e Roo (2000)*	
classe di deposito 0,0<x<0,1m	0,16
classe di deposito 0,1<x<0,5m	0,15
classe di deposito 0,5<x<1,0m	0,18
classe di deposito 1,0<x<4,0m	0,06
Global F Index correctly predicted	0,15
Global F Index overall deposition	0,58

Tab. 8.8: risultati della comparazione analitica simulato-misurato per la combinazione parametrica di tabella 8.6.

8.4 Simulazione di back-analisi della colata di detrito del canale di Ravina di Cancìa

Per la simulazione numerica di back-analisi della colata di detrito del canale di Ravina di Cancìa del 2009 si è utilizzato il file di batimetria ottenuto a partire dal raster del D.T.M. ad alta risoluzione derivato, previa opportuna correzione, dal dato LiDAR 2009 messo a disposizione dal Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (vedi paragrafo 7.3).

Anche in questo caso, non essendo stati eseguiti test specifici di laboratorio per il bacino oggetto di studio, è stata condotta un'analisi di sensibilità del modello sui parametri di input condizionanti la reologia del flusso detritico. Tuttavia, rispetto ai casi studio di Fiames e del Rio Lazer si è reso necessario adottare una procedura di valutazione dei risultati ottenuti differente, in quanto, come già spiegato al capitolo 3, non essendo i rilievi topografici eseguiti post-evento dallo Studio Galli georiferiti in coordinate assolute non risulta possibile un confronto puntuale (ovvero cella per cella) tra le zone erose e depositate reali e le corrispondenti simulate. Tenuto conto di ciò, coerentemente con quanto esposto al paragrafo 7.3, la bontà delle simulazioni numeriche condotte è stata valutata confrontando sia i volumi di erosione e deposito misurati post-evento nel I° e II° tratto (vedi tabella 7.14) con i corrispondenti volumi simulati, sia i tempi di propagazione del flusso stimati con i corrispondenti tempi di simulazione (vedi paragrafo 7.3). In particolare, il confronto dei volumi è stato eseguito utilizzando il codice di calcolo accessorio descritto al paragrafo 7.3, mentre il confronto dei tempi di propagazione è stato effettuato considerando l'andamento delle profondità del flusso simulato e stimando l'istante temporale di arrivo del flusso stesso in corrispondenza dello sbarramento, l'istante temporale in cui lo sbarramento viene sormontato e la colata giunge alla vasca di deposito terminale ed infine l'istante temporale in cui avviene il cedimento del coronamento della vasca terminale con conseguente avulsione del flusso simulato in conoide.

Le combinazioni parametriche utilizzate sono riportate in tabella 8.9 congiuntamente ai valori impiegati per il calcolo del parametro di trasporto adimensionale β.

Parametri di input	***Sim_1***	***Sim_2***	***Sim_3***	***Sim_4***	***Sim_5***	***Sim_6***	***Sim_7***	***Sim_8***
DTM utilizzato	LiDAR_mod	LiDAR_mod	LiDAR_mod	LiDAR_mod	LiDAR_mod	LiDAR_mod	LiDAR_mod	LiDAR_mod
Angolo di attrito del materiale $\varnothing$ (°)	38,00	38,00	38,00	30,00	40,00	38,00	30,00	40,00
Concentrazione dei sedimenti al fondo *Cb* (-)	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62
Densità relativa immersa del materiale Δ (-)	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65
Sommergenza relativa *Y (-)*	20,00	15,00	25,00	20,00	20,00	10,00	15,00	15,00
Parametro di trasporto β (-)	3,243	5,765	2,076	2,634	3,386	12,972	4.682	6.019
Concentrazione solido-volumetrica media della colata simulata *Cs-v* (-)	0,476	0,476	0,476	0,476	0,476	0,476	0,476	0,476
Pendenza del fondo alveo nella sezione di ingresso *i* (m/m)	0,398	0,398	0,398	0,398	0,398	0,398	0,398	0,398
Densità relativa della fase solida ρs (kg/m³)	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00
Densità relativa della fase liquida ρw (kg/m³)	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00

Tab. 8.9: parametri di input utilizzati durante l'analisi di sensibilità del modello nel bacino di Ravina di Cancìa.

Relativamente ai volumi, come si nota in tabella 8.10 e 8.11, molte delle simulazioni numeriche condotte tendono a sovrastimare tanto il volume totale di deposito quanto soprattutto quello di erosione. Si sottolinea tuttavia che i volumi totali simulati riportati in tabella 8.10 e 8.11 comprendono anche quelli a valle della vasca terminale (ad eccezione della simulazione 6 per la quale il flusso si è completamente arrestato all'interno della vasca terminale). In questa direzione si fa notare che il modello ai volumi finiti bidimensionale simula nella zona di conoide estesi processi erosivi, contrastando sia con la reale dinamica dell'evento di colata di detrito del 2009 che con i risultati delle simulazioni numeriche condotte con il modello di propagazione a celle (vedi figure da 8.9 a 8.24). Dall'analisi si evince inoltre che nel II° tratto (ovvero nel tratto di canale che và dalla piazza di deposito alta fino a 75 m a monte dello sbarramento) il volume di deposito simulato dal modello ai volumi finiti bidimensionale si avvicina notevolmente alla volumetria misurata post-evento (è presente tuttavia una netta sottostima dei volumi di scavo misurati post-evento). Viceversa, in corrispondenza del I° tratto (ovvero nel tratto di canale che và dalla vasca di deposito terminale fino a 75 m a monte dello sbarramento) il volume di deposito simulato dal modello ai volumi finiti bidimensionale è notevolmente minore rispetto alle volumetrie misurate post-evento, mentre c'è una sovrastima dei processi erosivi.

Dal confronto tra i risultati ottenuti con il modello ai volumi finiti bidimensionale e i risultati ottenuti con il modello di propagazione a celle (vedi tabella 7.17) emerge dunque, per il caso oggetto di studio, la presenza di un comportamento contrastante dei due codici di calcolo utilizzati (vedi paragrafo 7.3).

Relativamente ai tempi di propagazione, come si nota in tabella 8.10 e 8.11, tutte le simulazioni numeriche eseguite tendono a sovrastimare i tempi di propagazione stimati. In particolare, il modello ai volumi finiti bidimensionale tende a sovrastimare il tempo che la colata impiega per raggiungere e sormontare lo sbarramento (da 10 a 20 minuti circa di ritardo rispetto ai tempi stimati). Viceversa, il modello ai volumi finiti bidimensionale simula egregiamente il lasso temporale che la colata ha impiegato una volta raggiunta la vasca terminale ad esondare in conoide (circa 10 minuti).

Tab. 8.10: risultati delle simulazioni numeriche di back-analisi condotte per l'evento di Cancìa del 18 luglio del 2009 (simulazioni 1-4)

Simulazione	***Sim_1***	***Sim_2***	***Sim_3***	***Sim_4***
tempo raggiungimento sbarramento DA SIMULAZIONE	20,00 min	23,00 min	17,00 min	18,00 min
tempo sormonto sbarramento e raggiungimento vasca terminale DA SIMULAZIONE	23,00 min	26,00 min	20,00 min	23,00 min
tempo sormonto vasca terminale con avulsione in conoide DA SIMULAZIONE	33 – 36,00 min	37 – 40,00 min	30 – 33,00 min	33,00 min
volume deposito totale DA SIMULAZIONE (mc)-->I°+II° TRATTO + ZONA CONOIDE	41.611,24	27.971,10	49.094,50	46.400,73
volume erosione totale DA SIMULAZIONE (mc)-->I°+II° TRATTO + ZONA CONOIDE	35.148,05	20.955,14	39.446,63	38.107,84
volume deposito totale DA RILIEVI GALLI (mc)-->I°+II° TRATTO	36.729,00	36.729,00	36.729,00	36.729,00
volume erosione totale DA RILIEVI GALLI (mc)-->I°+II° TRATTO	19.845,00	19.845,00	19.845,00	19.845,00
volume deposito dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA SIMULAZIONE (mc)	12.737,69	12.378,78	12.934,05	12.933,74
volume erosione dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA SIMULAZIONE (mc)	8.709,82	8.526,37	8.783,08	8.823,15
volume deposito dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA RILIEVI GALLI (mc)	11.232,00	11.232,00	11.232,00	11.232,00
volume erosione dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA RILIEVI GALLI (mc)	18.783,00	18.783,00	18.783,00	18.783,00
volume deposito dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA SIMULAZIONE (mc)	8.611,04	8.553,63	8.654,37	8.015,78
volume erosione dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA SIMULAZIONE (mc)	3.100,51	3.306,63	2.932,38	3.625,26
volume deposito dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA RILIEVI GALLI (mc)	25.947,00	25.947,00	25.947,00	25.947,00
volume erosione dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA RILIEVI GALLI (mc)	972,00	972,00	972,00	972,00

Simulazione	*Sim_5*	*Sim_6*	*Sim_7*	*Sim_8*
tempo raggiungimento sbarramento DA SIMULAZIONE	18,00 min	30,00 min	18,00 min	23,00 min
tempo sormonto sbarramento e raggiungimento vasca terminale DA SIMULAZIONE	23,00 min	33,00 min	27,00 min	27,00 min
tempo sormonto vasca terminale con avulsione in conoide DA SIMULAZIONE	33 -36,00 min	-	33 – 36,00 min	36 – 39,00 min
volume deposito totale DA SIMULAZIONE (mc)-->I°+II° TRATTO + ZONA CONOIDE	40.373,25	21.822,42	31.136,86	27.178,82
volume erosione totale DA SIMULAZIONE (mc)-->I°+II° TRATTO + ZONA CONOIDE	34.195,55	10.912,02	24.604,03	20.338,91
volume deposito totale DA RILIEVI GALLI (mc)-->I°+II° TRATTO	36.729,00	36.729,00	36.729,00	36.729,00
volume erosione totale DA RILIEVI GALLI (mc)-->I°+II° TRATTO	19.845,00	19.845,00	19.845,00	19.845,00
volume deposito dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA SIMULAZIONE (mc)	12.700,01	12.538,27	12.560,78	12.356,50
volume erosione dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA SIMULAZIONE (mc)	8.652,04	8.919,11	8.643,11	8.502,91
volume deposito dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA RILIEVI GALLI (mc)	11.232,00	11.232,00	11.232,00	11.232,00
volume erosione dalla vasca di monte fino allo sbarramento DA RILIEVI GALLI (mc)	18.783,00	18.783,00	18.783,00	18.783,00
volume deposito dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA SIMULAZIONE (mc)	8.588,45	9.284,15	8.566,56	8.567,47
volume erosione dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA SIMULAZIONE (mc)	3.113,00	1.992,91	3.191,91	3.360,49
volume deposito dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA RILIEVI GALLI (mc)	25.947,00	25.947,00	25.947,00	25.947,00
volume erosione dallo sbarramento fino alla vasca terminale DA RILIEVI GALLI (mc)	972,00	972,00	972,00	972,00

Tab. 8.11: risultati delle simulazioni numeriche di back-analisi condotte per l'evento di Cancìa del 18 luglio del 2009 (simulazioni 5-8)

Nelle seguenti figure da 8.9 a 8.24, per ciascuna simulazione numerica eseguita, si riportano le mappe della profondità del flusso simulato considerando l'istante temporale di arrivo del flusso in corrispondenza dello sbarramento, l'stante temporale in cui lo sbarramento viene sormontato e la colata giunge alla vasca di deposito terminale ed infine l'istante temporale in cui avviene il cedimento del coronamento della vasca terminale con conseguente avulsione del flusso simulato in conoide. Si riportano altresì le corrispondenti mappe delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati. Come si nota, in tutte le simulazioni numeriche eseguite con il modello ai volumi finiti bidimensionale si creano delle forti erosioni non reali subito a valle dello sbarramento e della vasca di deposito terminale. Ciò è dovuto alla brusca riduzione di quota con conseguente aumento della velocità del flusso simulato.

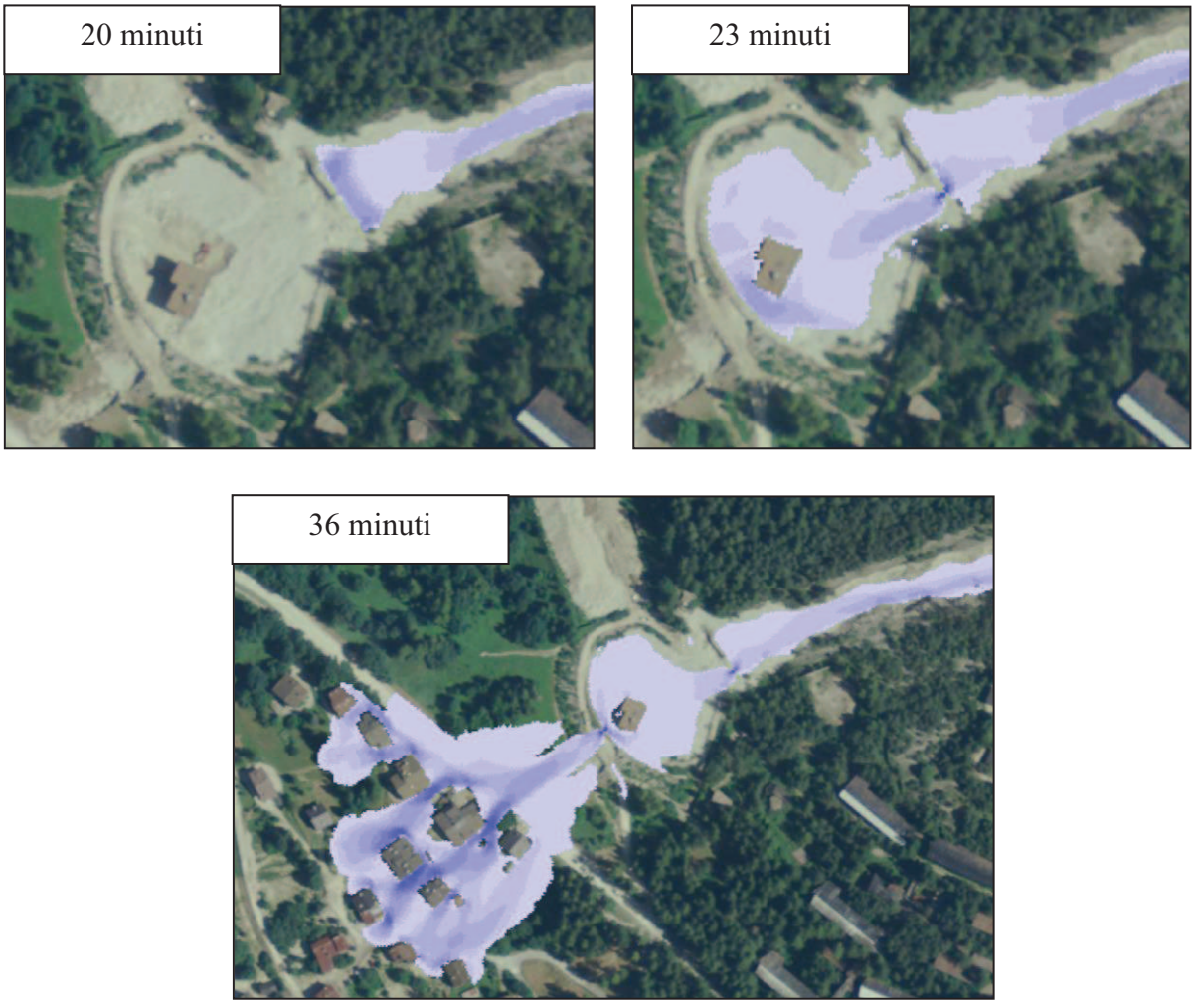


Fig. 8.9: andamento delle profondità del flusso simulato con la prima combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide.

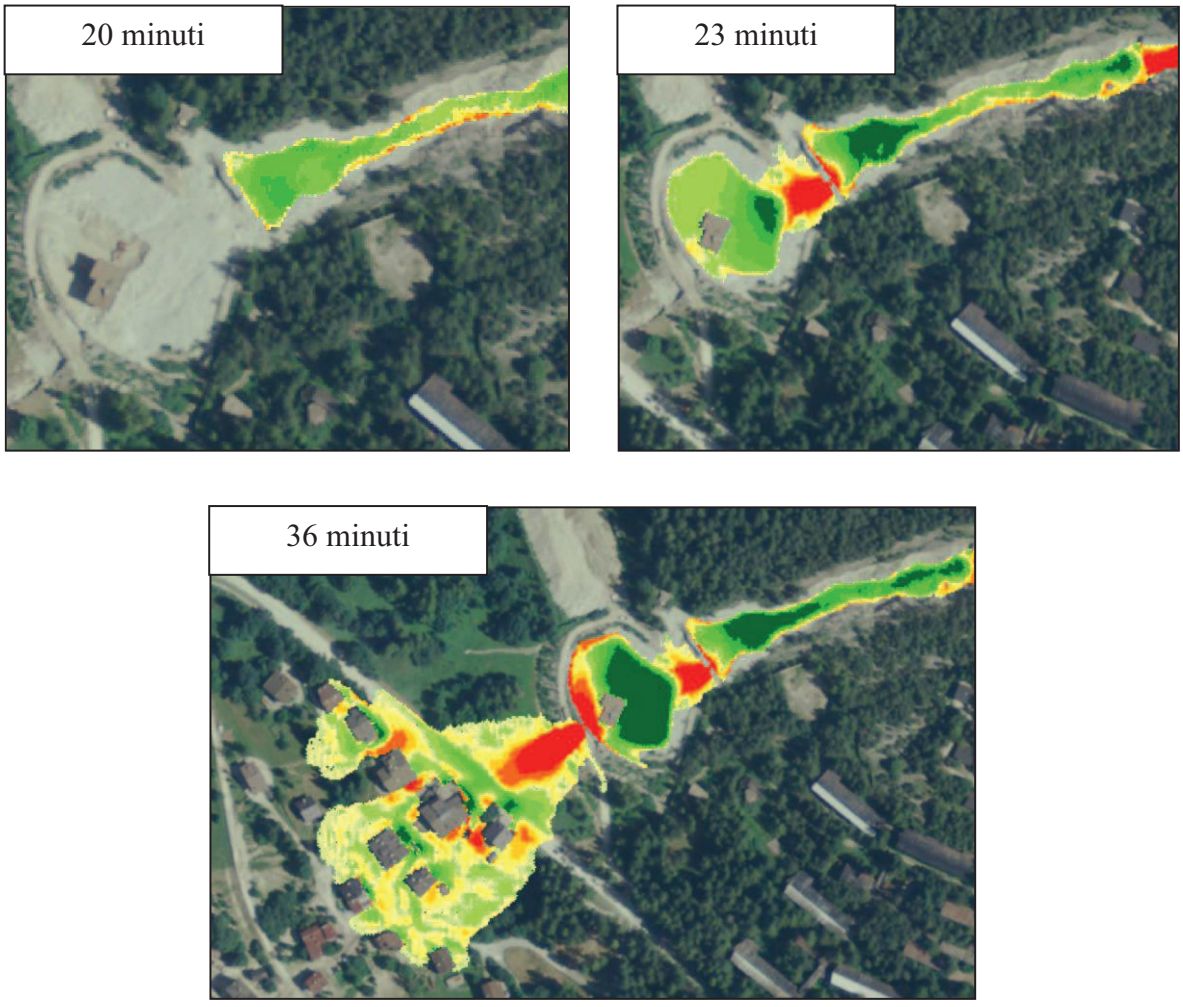
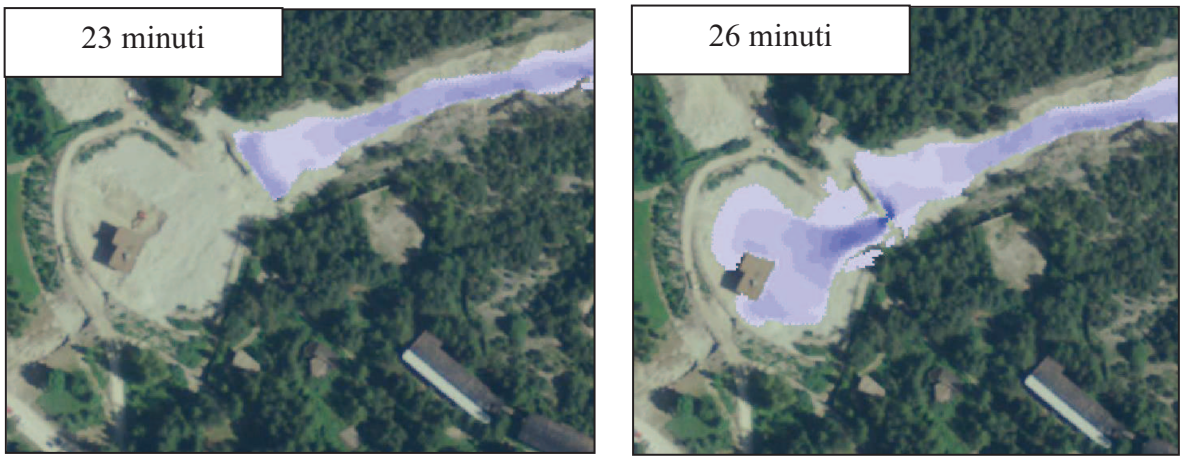


Fig. 8.10: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la prima combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.



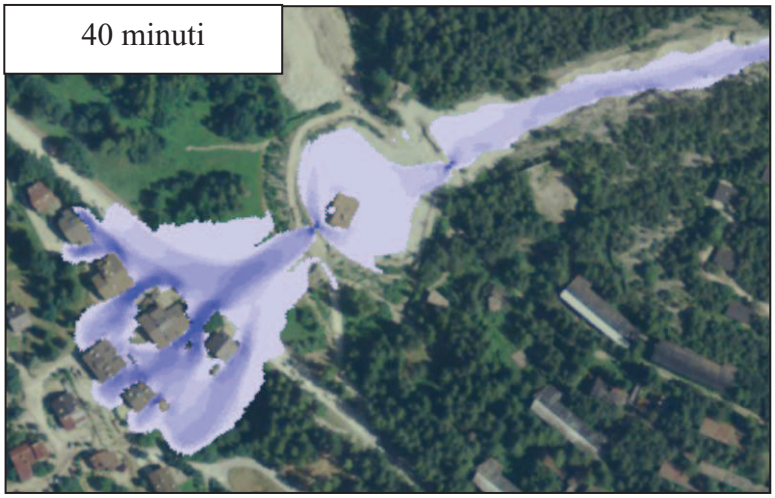


Fig. 8.11: andamento delle profondità del flusso simulato con la seconda combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide.

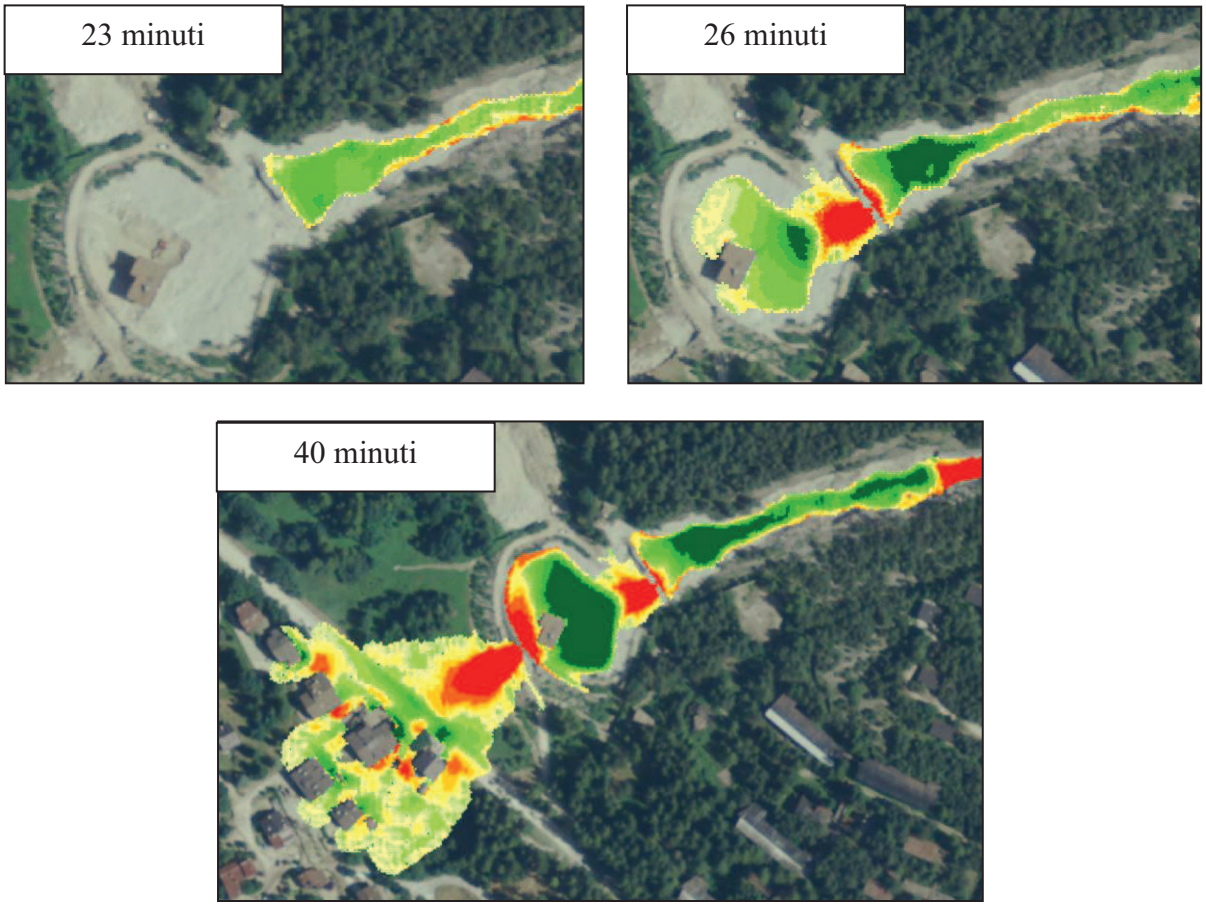


Fig. 8.12: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la seconda combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.

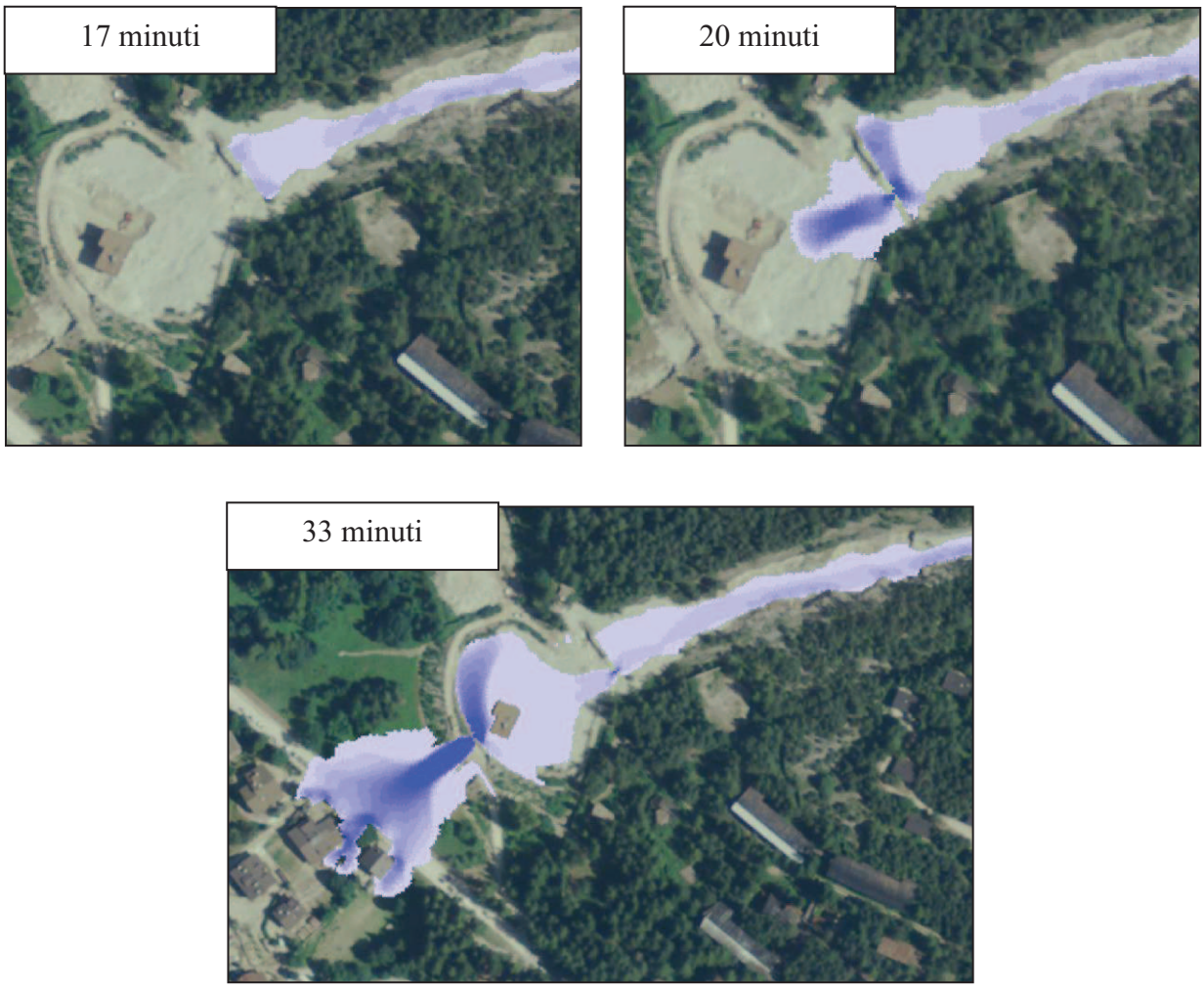
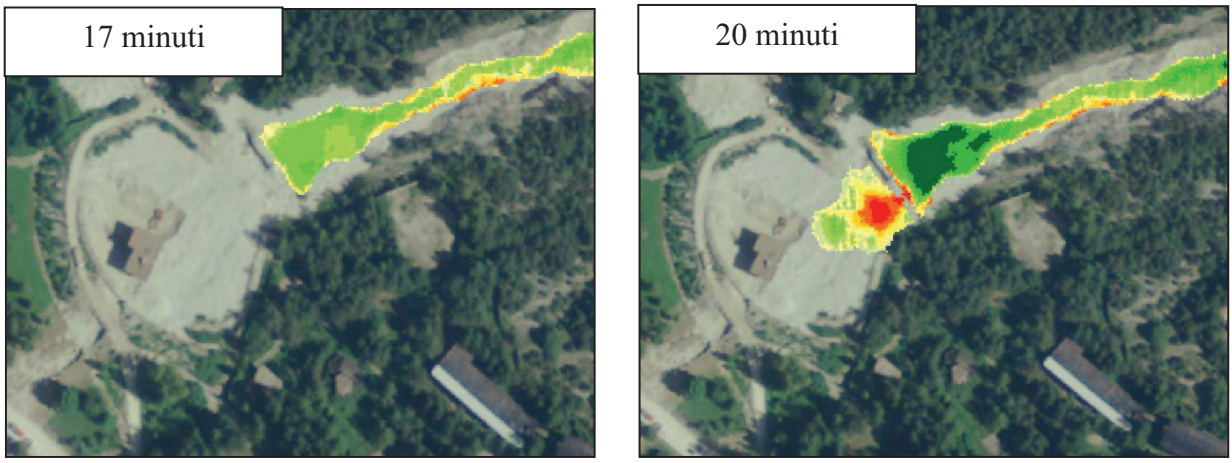


Fig. 8.13: andamento delle profondità del flusso simulato con la terza combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide.



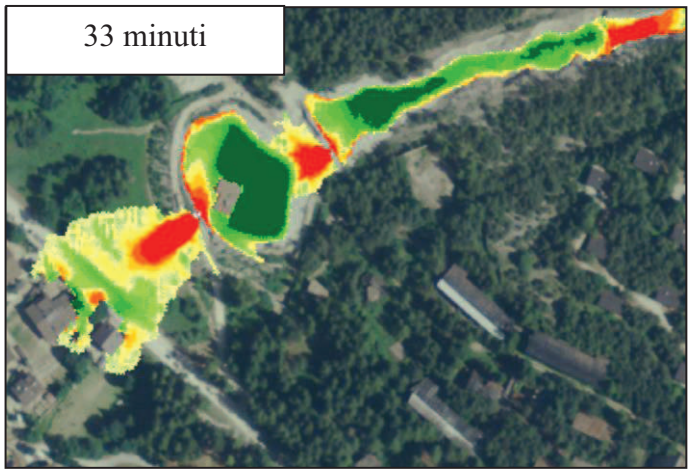


Fig. 8.14: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la terza combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.

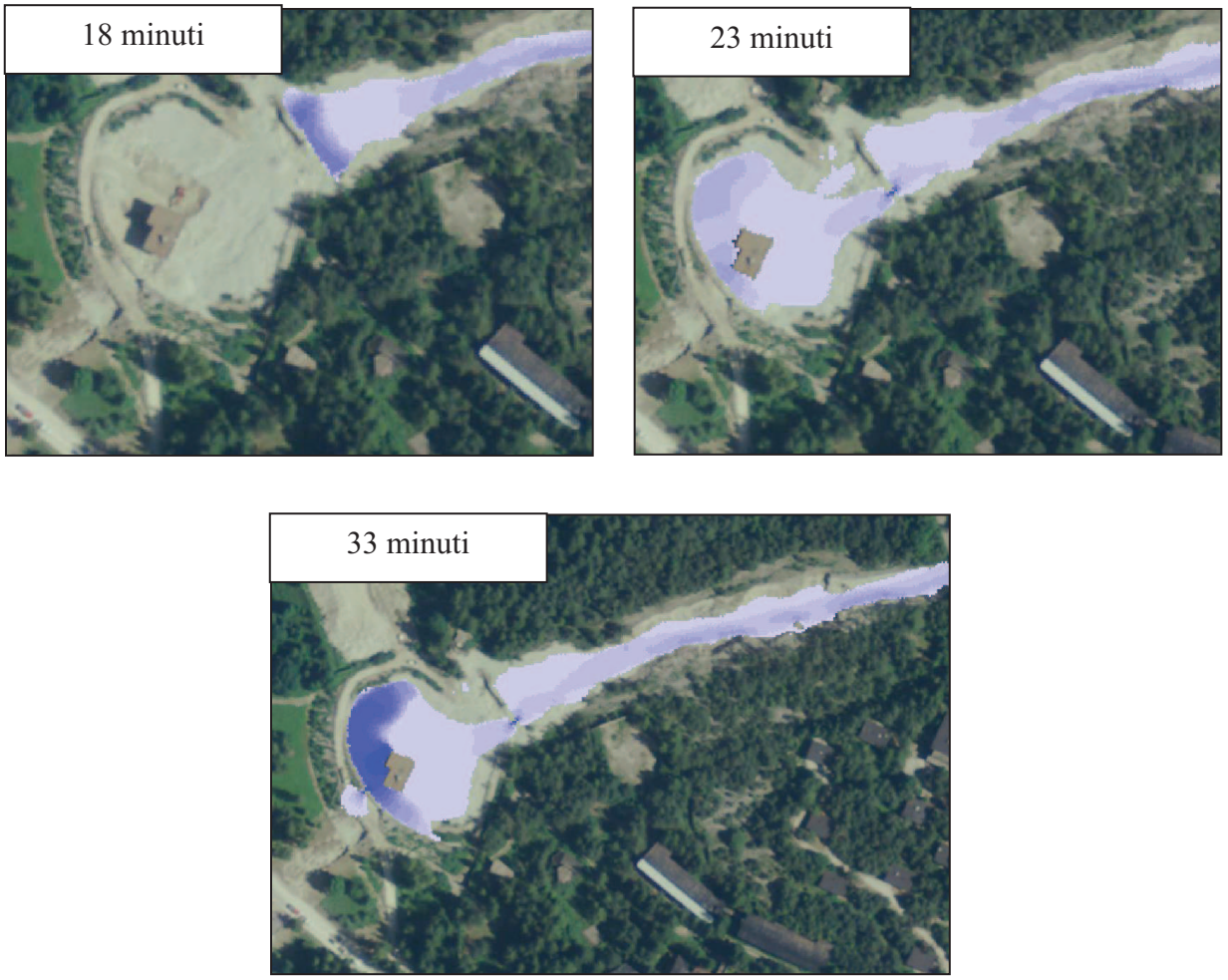


Fig. 8.15: andamento delle profondità del flusso simulato con la quarta combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide.

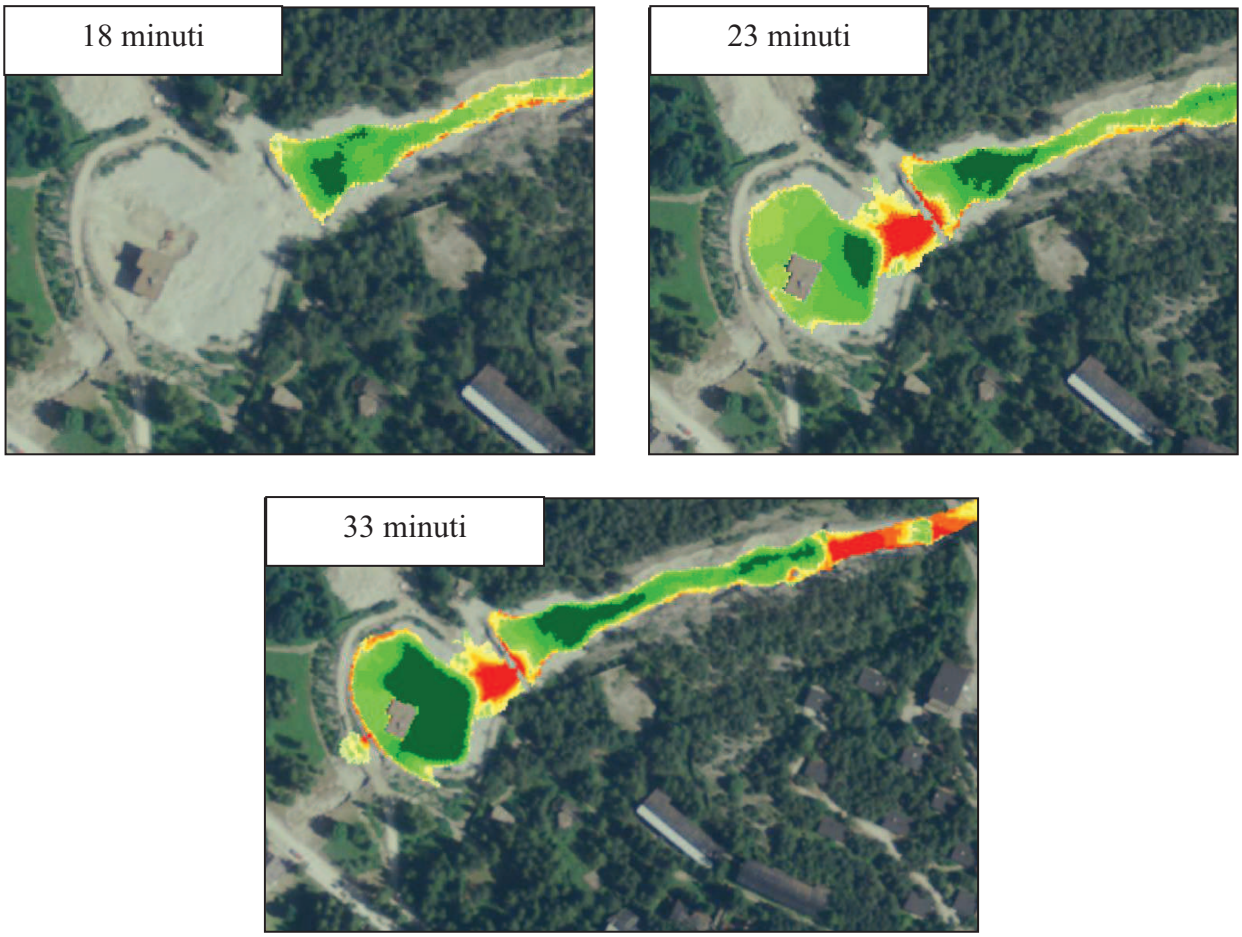
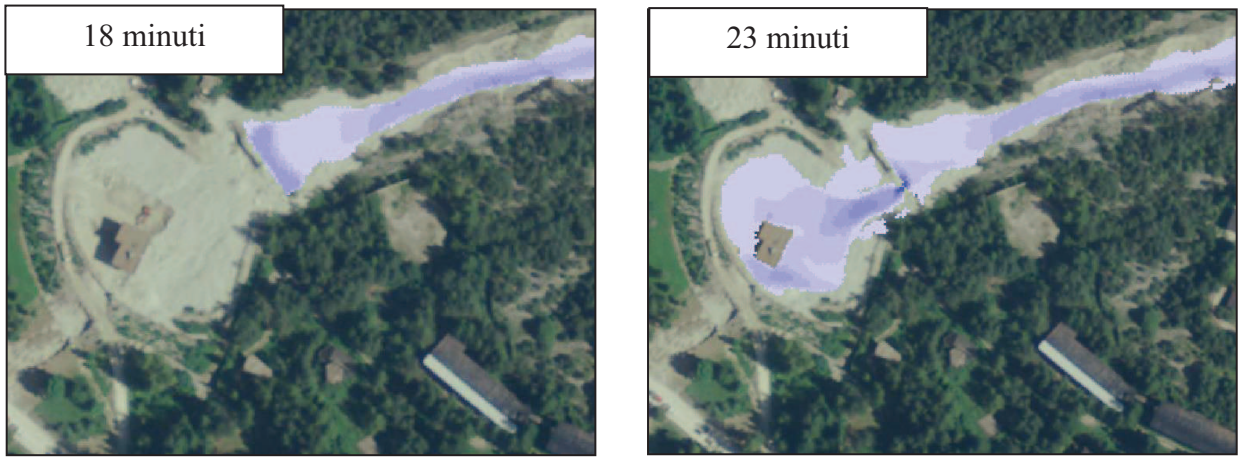


Fig. 8.16: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la quarta combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.



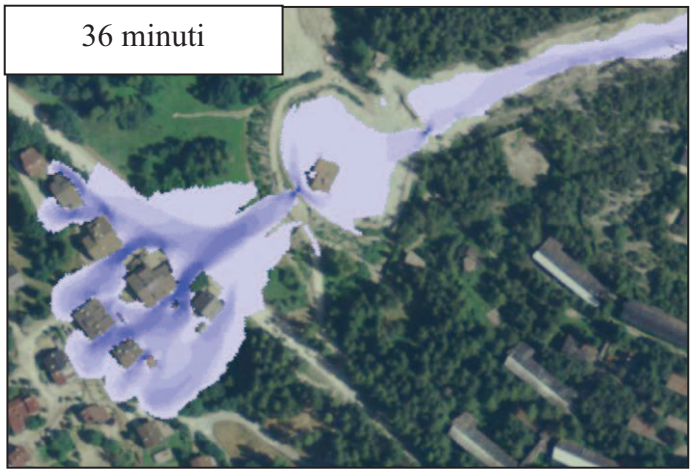


Fig. 8.17: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la quinta combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.

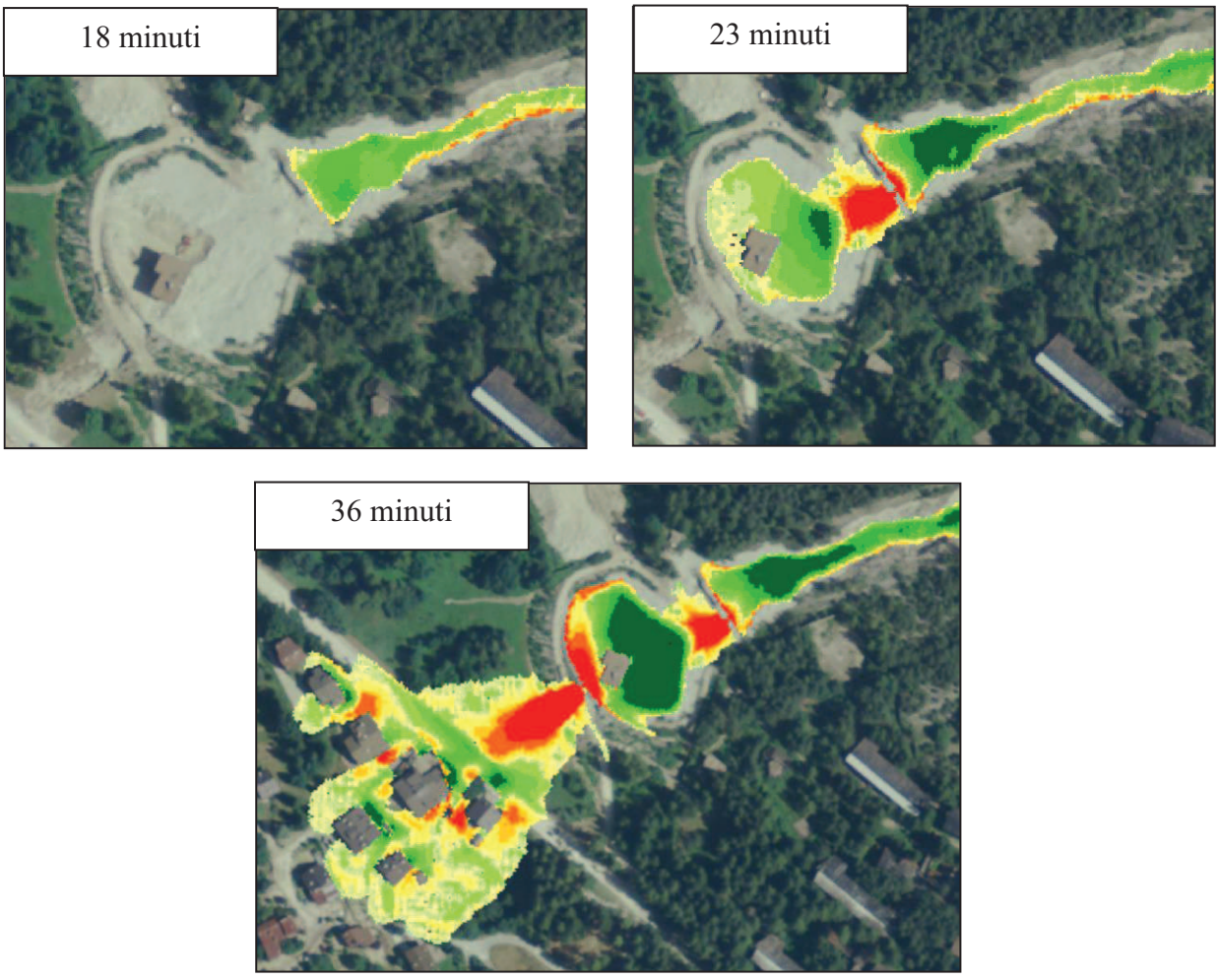


Fig. 8.18: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la quinta combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.

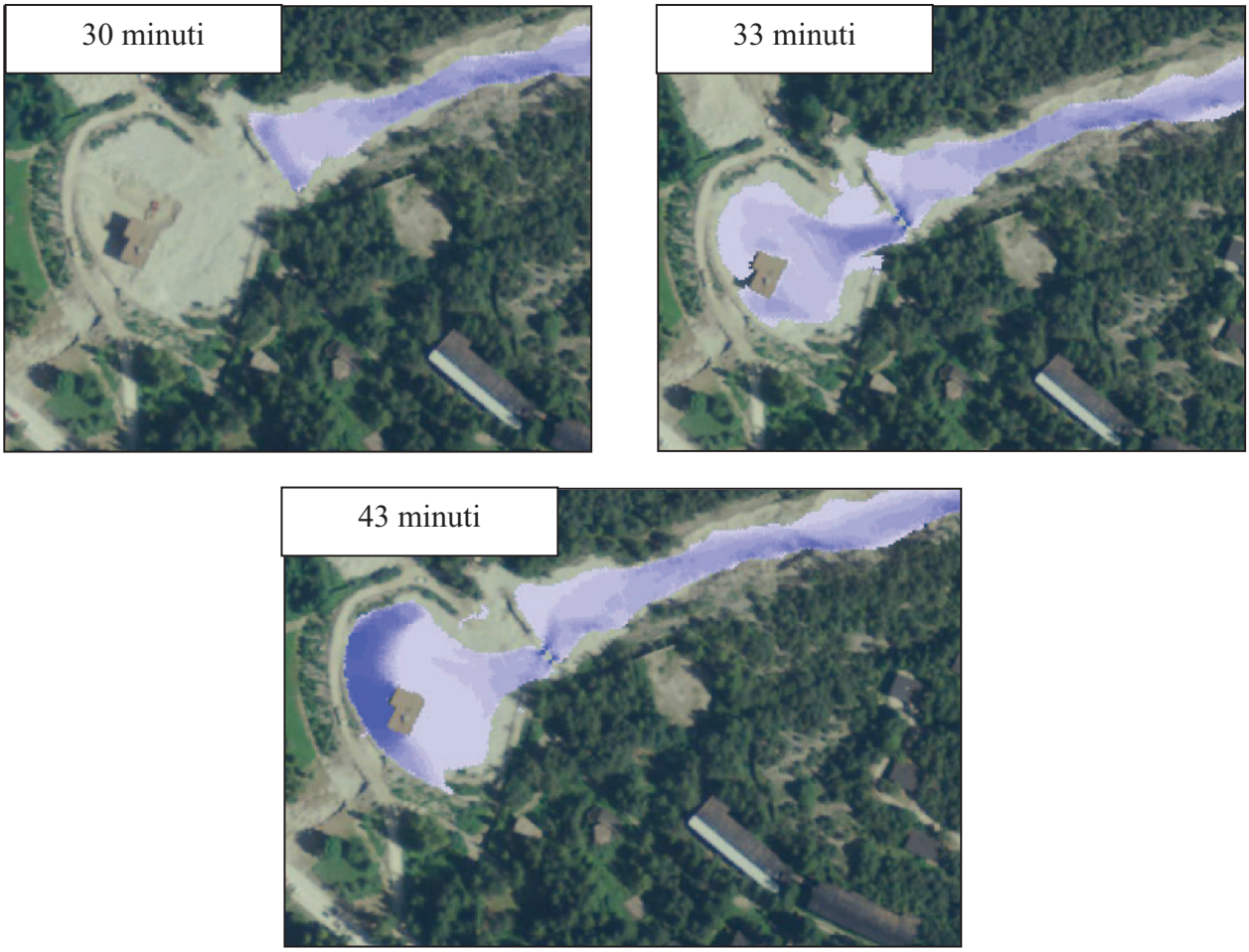
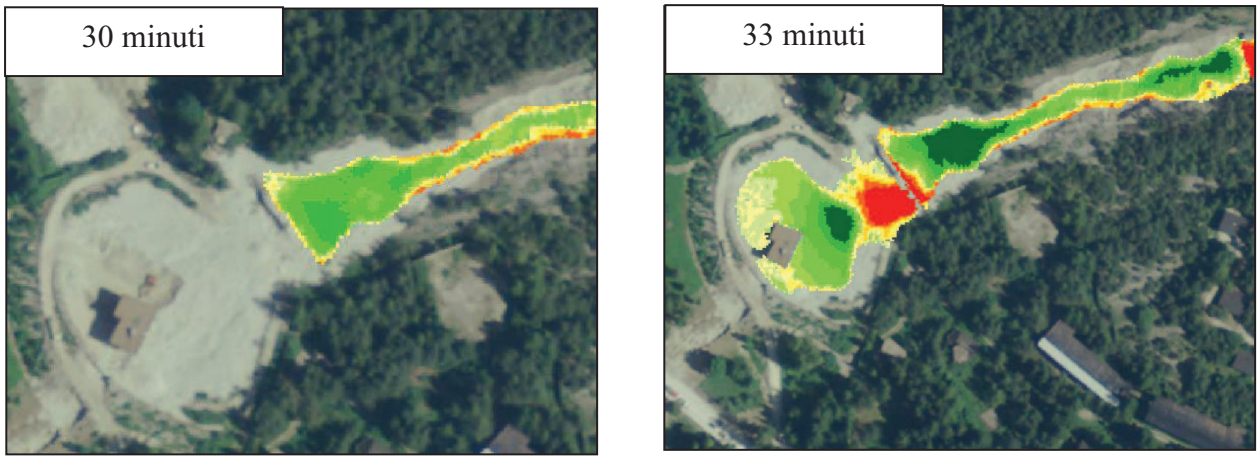


Fig. 8.19: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la sesta combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.



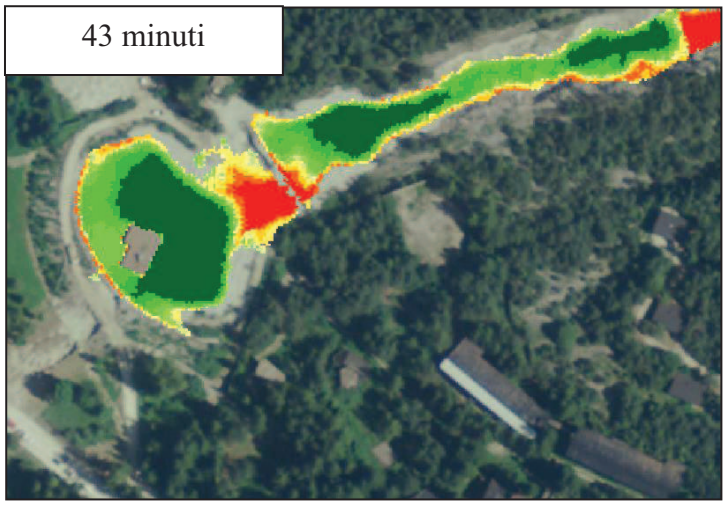


Fig. 8.20: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la sesta combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.

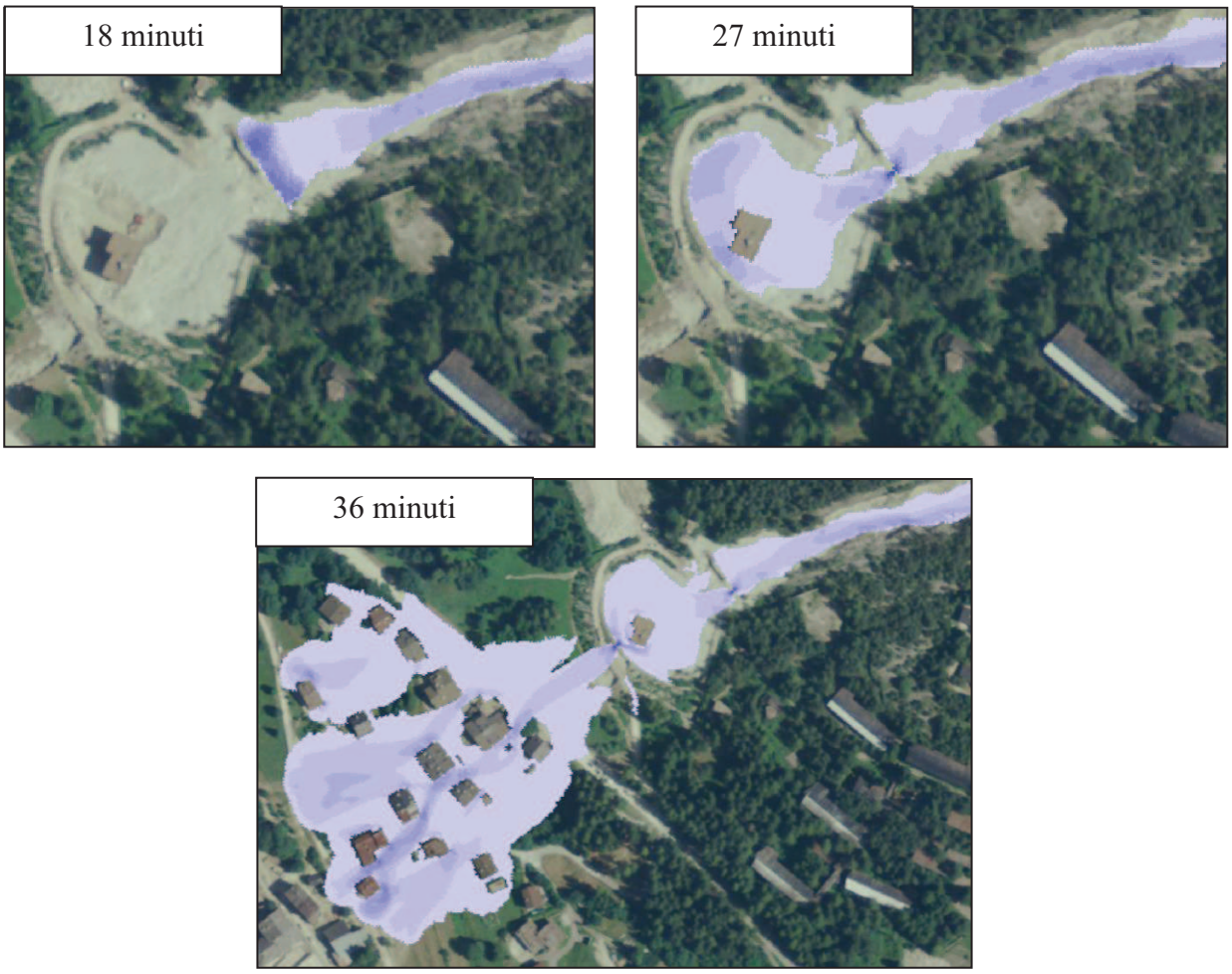


Fig. 8.21: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la settima combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.

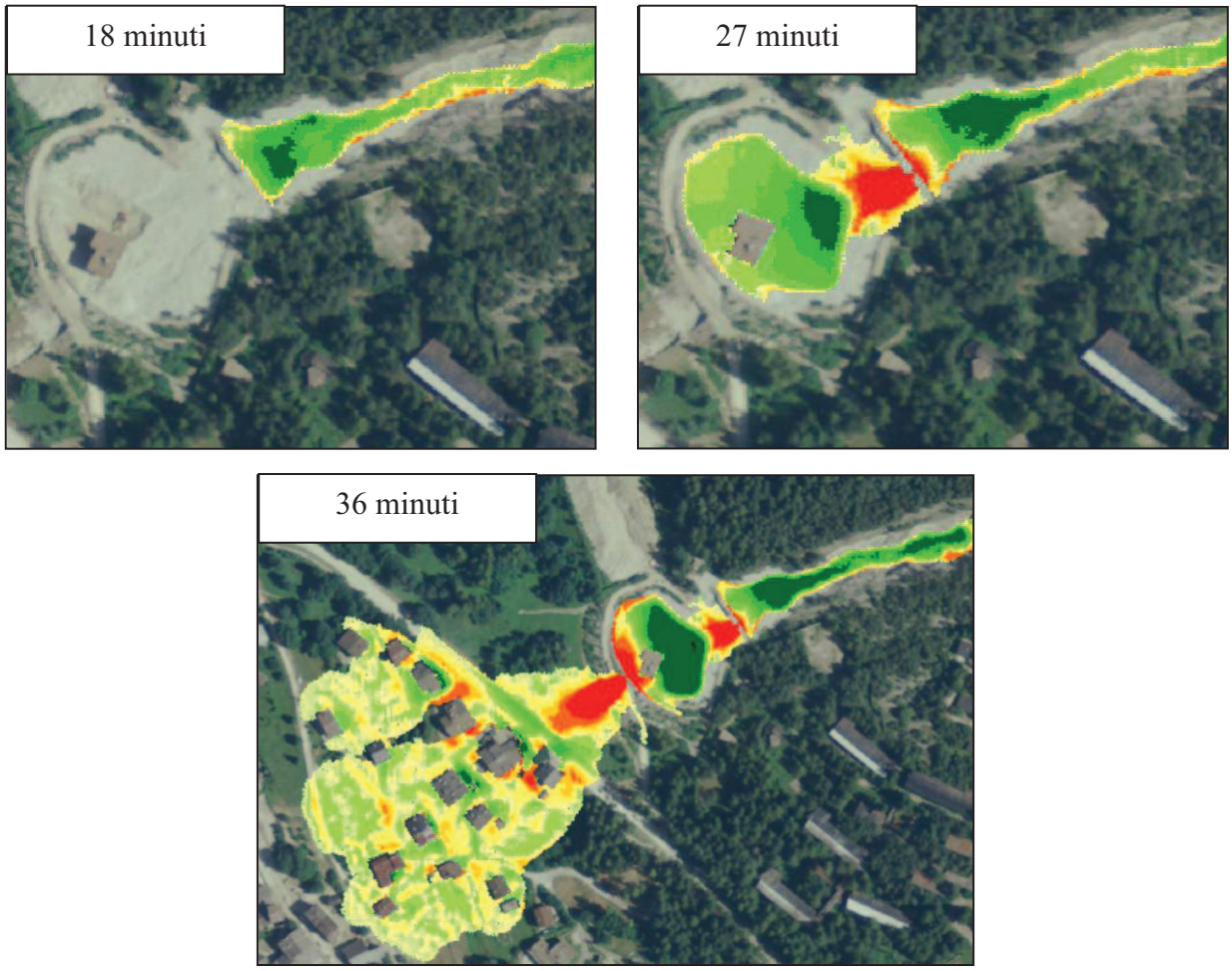
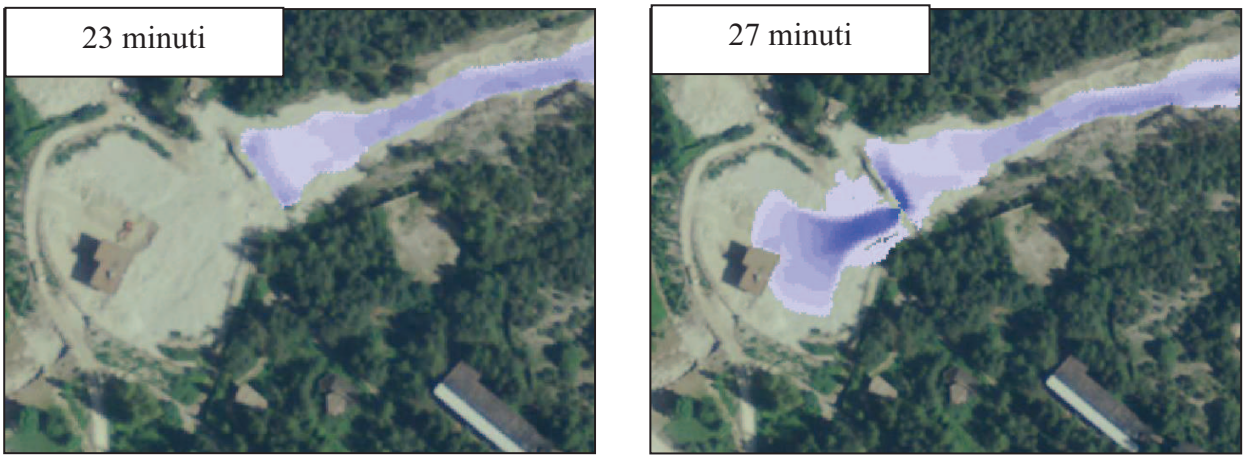


Fig. 8.22: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la settima combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.



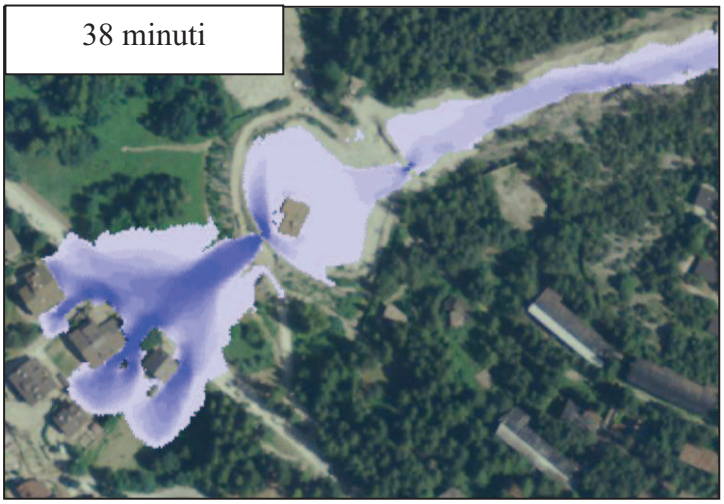


Fig. 8.23: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la ottava combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.

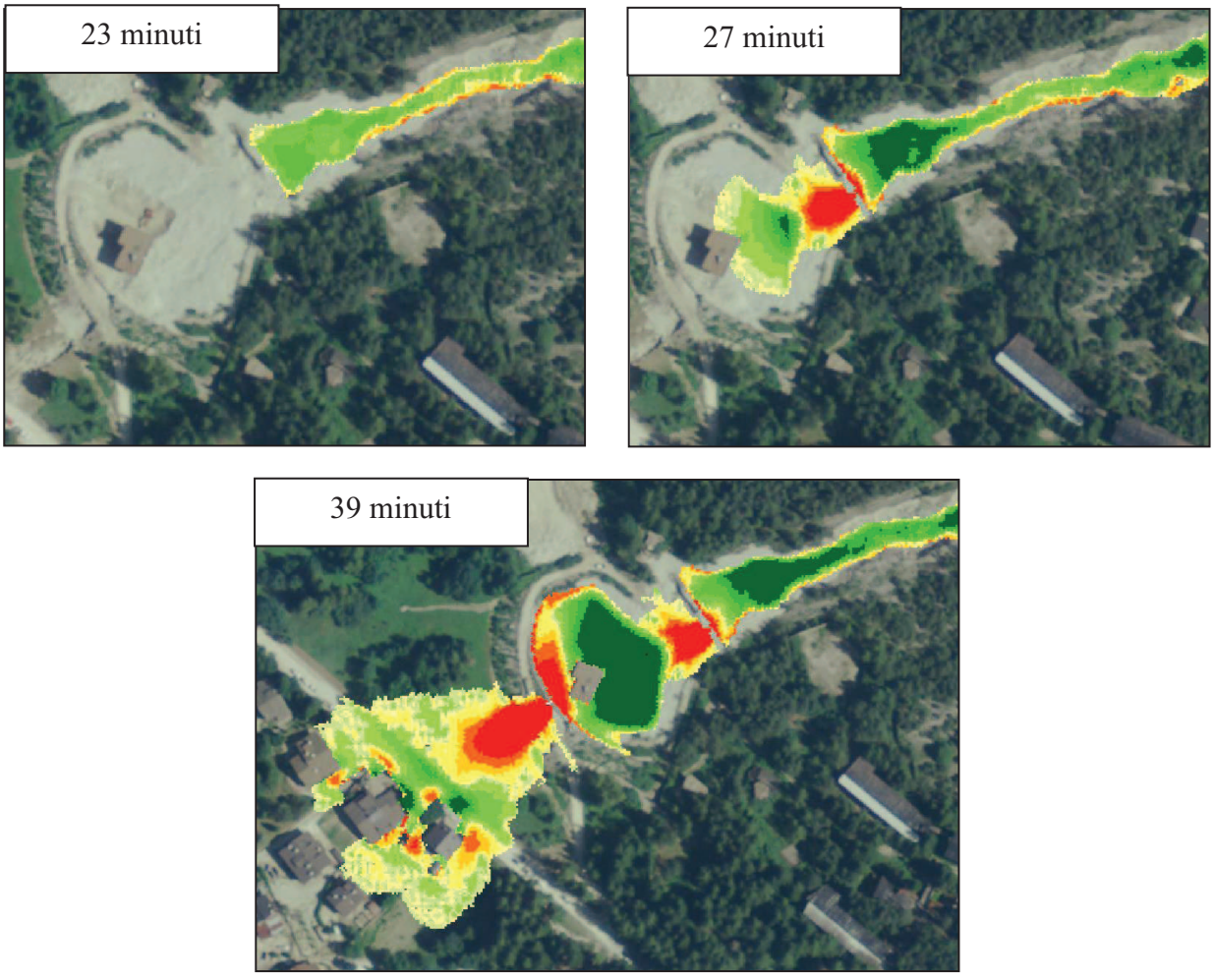


Fig. 8.24: andamento delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati con la ottava combinazione parametrica di tabella 8.9. Dettaglio degli istanti temporali in cui la colata raggiunge lo sbarramento, lo sormonta e raggiunge la vasca di valle, esondando infine in conoide. In tonalità di rosso le aree in erosione, in tonalità di verde le aree in deposito.

Nella seguente tabella 8.11 si riportano infine gli spessori di deposito e le profondità di erosione massime simulate dal modello numerico ai volumi finiti bidimensionale nel tratto di canale che và dalla vasca terminale fino a 75 m a monte dello sbarramento.

Come si nota dal confronto tra i dati di tabella 8.11 e i dati di tabella 7.18, il modello numerico ai volumi finiti bidimensionale simula degli spessori di deposito massimi inferiori rispetto al modello numerico a celle (da 0,60 a 1,60 m circa di differenza negativa); viceversa, fornisce delle profondità di erosione massime nettamente sovrastimate (da 2,00 a 6,65 m circa di differenza positiva rispetto alle profondità simulate con il modello di propagazione a celle).

Simulazione	***Sim_1***	***Sim_2***	***Sim_3***	***Sim_4***
Spessore di deposito massimo simulato (m)	+5,362	+5,282	+5,369	+5,228
Profondità di erosione massima simulata (m)	-11,353	-12,095	-10,835	-9,919
Simulazione	***Sim_5***	***Sim_6***	***Sim_7***	***Sim_8***
Spessore di deposito massimo simulato (m)	+5,382	+4,729	+5,338	+5,247
Profondità di erosione massima simulata (m)	-11,252	-7,653	-11,723	-12,210

Tab. 8.11: spessori e profondità massime simulate dal modello numerico ai volumi finiti bidimensionale per il tratto di canale che và dalla vasca terminale fino a 75 m a monte dello sbarramento.

9. MODELLAZIONE IDRAULICA DELLA COLATA DETRITICA DI CANCIA ALLO STATO DI FATTO

Nel presente capitolo si andranno ad illustrare le simulazioni numeriche eseguite coi codici di calcolo *D.F.R.M. (Debris Flow Routing Model; Gregoretti et al., 2011)* e *T.R.E.N.T. 2D-df* (*Transport in Rapidly Evolutive Natural Torrent; Armanini et. al, 2009)* per il bacino di Ravina di Cancìa in riferimento alla situazione topo-geo-morfologica così come rilevata nell'estate 2013 dal TeSAF (Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali dell'Università degli Studi di Padova).

9.1 DTM e sezioni di inlet dello scenario di progetto

Per la costruzione del modello digitale del terreno del bacino di Ravina di Cancìa allo stato attuale, non essendo previsto un rilievo laser-scanner terrestre o da aeromobile, si è optato per l'utilizzo del dato A.L.S. 2011 fornito dalla Provincia di Belluno. Tale base topografica è stata quindi aggiornata nella parte alta del bacino (da quota 1.660,00 a 1.240,00 m s.l.m.) coi dati desunti dai rilievi topografici di dettaglio eseguiti nel 2013 dal Dipartimento TeSAF e dallo studio di Ingegneria IQT Consulting S.r.l. al fine di ricondurla allo stato attuale. A ciò si è affiancata un'elaborazione del dato P.A.T. comunale finalizzata alla restituzione del perimetro delle abitazioni attualmente insistenti nell'area del conoide a valle di quota 1.000,00 m s.l.m. Ciò ha permesso di introdurre nel D.T.M. anche gli edifici con la loro reale altezza (opere 3D), aspetto questo di fondamentale importanza ai fini di una corretta modellazione idraulica in quanto strutture in grado di influire in maniera significativa sulla propagazione della colata di detrito. Inoltre, i dati topografici acquisiti dal TeSAF hanno permesso di introdurre nella base topografica anche il muro in c.a. realizzato durante l'estate 2013 (figura 9.1) e che attualmente genera una barriera al deflusso solido-liquido per le abitazioni investite dalla colata di detrito del 18/07/2009 (vedi paragrafo 3.3). Infine, è stato eliminato dal D.T.M. l'edificio presente all'interno della piazza di deposito di valle (poiché demolito a seguito dell'evento del 2009) e si sono altresì elevate le quote dell'argine di valle della vasca per tener conto dell'innalzamento del suo coronamento realizzato dopo l'evento del 18/7/2009 mediante un ulteriore cordone di gabbioni. Nella seguente figura 9.1 si riporta la mappa rappresentante la mediana dei rilievi ombreggiati del D.T.M. costruito ottenuti ponendo l'azimut della

sorgente luminosa pari a 0°, 90°, 180° e 270°. Tale tecnica di analisi si è dimostrata la migliore (in alternativa alla Sky-Terrain View Factor, alla P.C.A. Shadow Relief e alla Local Relief) nel fornire una chiara evidenza delle opere 3D introdotte nonché delle principali breaklines topografiche naturali e non (i.e. linee di sponda, scarpate di erosione, opere di sistemazione idraulico-forestale, etc).

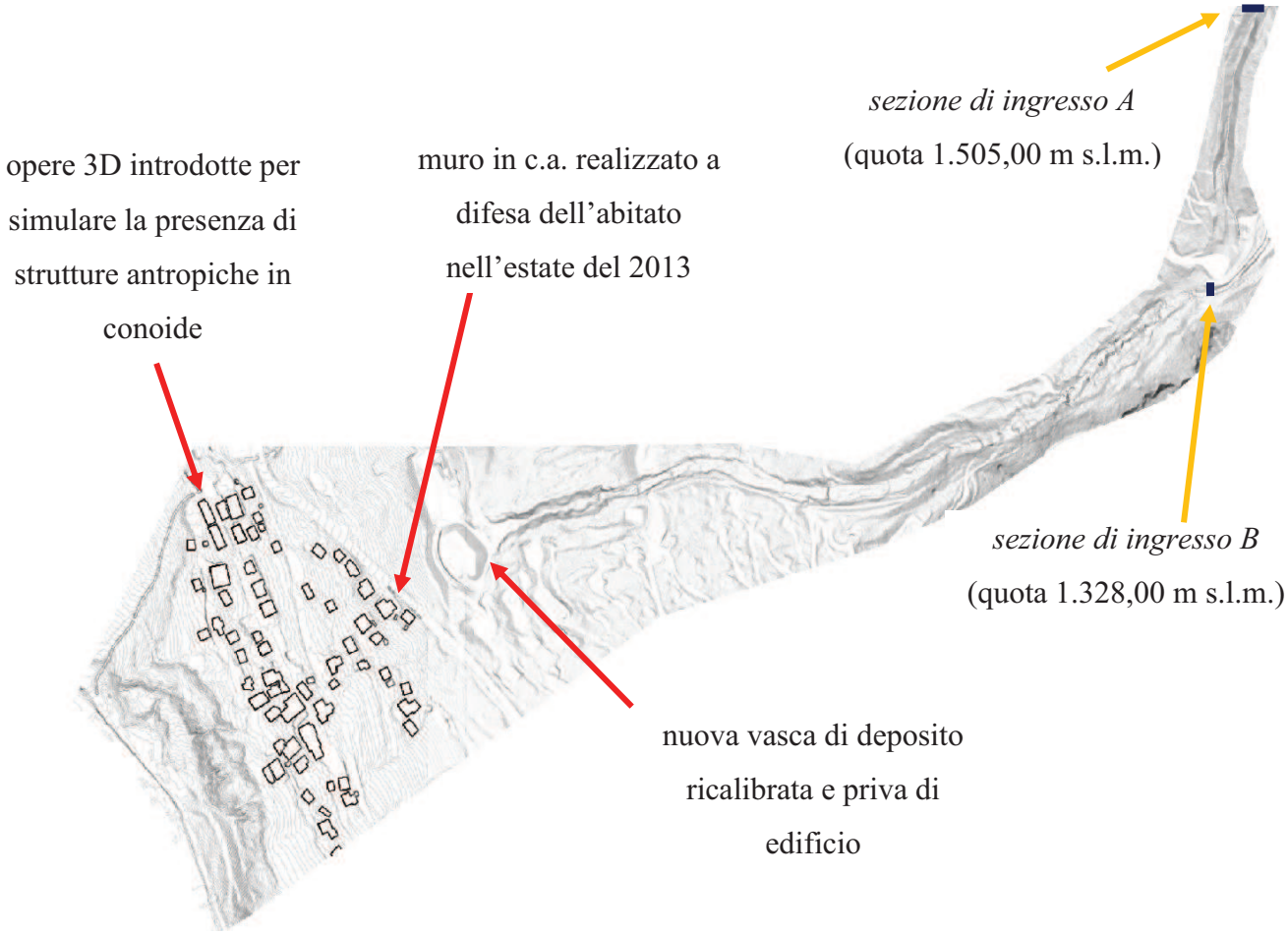


Fig. 9.1: mappa rappresentante la mediana dei rilievi ombreggiati pluri-azimutali del modello digitale del terreno del bacino di Ravina di Cancìa ricondotto alle condizioni topo-geo-morfologiche attuali (estate 2013).

Le sezioni di inlet considerate nella modellazione idraulica dello stato di fatto sono le seguenti (figura 9.1):

- *sezione di ingresso A* ubicata lungo il canale che scende da *forcella Salvella*, sotto la soglia in roccia affiorante a quota 1.505,00 m s.l.m.;

- *sezione di ingresso B* ubicata in corrispondenza del punto di chiusura del bacino idrologico di produzione dell'area del *Bus del Diau* (vedi figura 3.1), in prossimità della confluenza dei due canali a quota 1.328,00 m s.l.m.

In questa direzione si sottolinea che, mentre il modello di propagazione a celle permette di effettuare simulazioni numeriche nell'ipotesi di sezioni d'ingresso multiple dislocate in qualunque maniera all'interno del dominio computazionale, il modello di propagazione ai volumi finiti bidimensionale consente di effettuare simulazioni numeriche con sezioni d'ingresso multiple solamente nell'ipotesi che queste siano disposte parallelamente o ortogonalmente tra di loro[1] e sovrapposte ai lati del dominio computazionale[2]. Nel caso oggetto di studio, poiché le due sezioni di ingresso non sono ortogonali tra di loro (angolo di confluenza dei due canali pari a 35°), si è deciso di suddividere l'intero bacino di Ravina di Cancìa in due in due sottodomini computazionali distinti (figura 9.2):

- *sottodominio A* relativo alla parte alta del bacino, dalla *sezione di ingresso A* fino alla proiezione della *sezione di ingresso B* nell'asta principale del bacino;

- *sottodominio B* relativo alla parte medio-bassa del bacino, dalla proiezione della *sezione di ingresso B* nell'asta principale del bacino fino al torrente Boite di fondo valle.

Tale soluzione ha permesso di considerare nella modellazione idraulica il contributo del canale proveniente dall'area del *Bus del Diau* senza intervenire con una ricalibratura digitale del tratto terminale del canale stesso[3]. Si sottolinea tuttavia che tale soluzione non è esente da problemi. In particolare, la necessità di definire dei domini di calcolo rettangolari e orientati perpendicolarmente all'asta torrentizia in ingresso col lato di monte sovrapposto alla sezione di inlet crea delle "aree di non intersezione" (figura 9.2) che, risultando esterne ai due sottodomini, non sono incluse nei file di batimetria e pertanto non sono oggetto di modellazione idraulica. In secondo luogo, per la definizione dell'idrogramma solido-liquido in ingresso nel sottodominio di valle *(sottodominio B)* è necessario combinare "manualmente" l'idrogramma in uscita dalla sezione di valle del

[1] Ciò è legato al fatto che il pre-processore "grigliatore" funziona unicamente nell'ipotesi di dominio di calcolo rettangolare.

[2] Le sezioni di ingresso possono al massimo essere poste su tre dei quattro lati del dominio rettangolare.

[3] Altrimenti necessaria se la modellazione idraulica fosse stata eseguita considerando per l'intero bacino un unico dominio di calcolo (si ricorda difatti che le sezioni di ingresso devono necessariamente essere parallele od ortogonali tra di loro).

sottodominio di monte *(sottodominio A)* con l'idrogramma proveniente dall'area del *Bus del Diau.* Ciò comporta inoltre la necessità di calcolare per ciascuna simulazione numerica la concentrazione solido-volumetrica media della colata[4] in ingresso nella sezione di inlet del sottodominio di valle *(sottodominio A)*. Tale calcolo può essere eseguito in via semplificata ricorrendo al metodo dei trapezi, non essendo possibile il ricorso al calcolo integrale in quanto non risulta essere nota l'equazione che descrive l'idrogramma solido-liquido in ingresso.

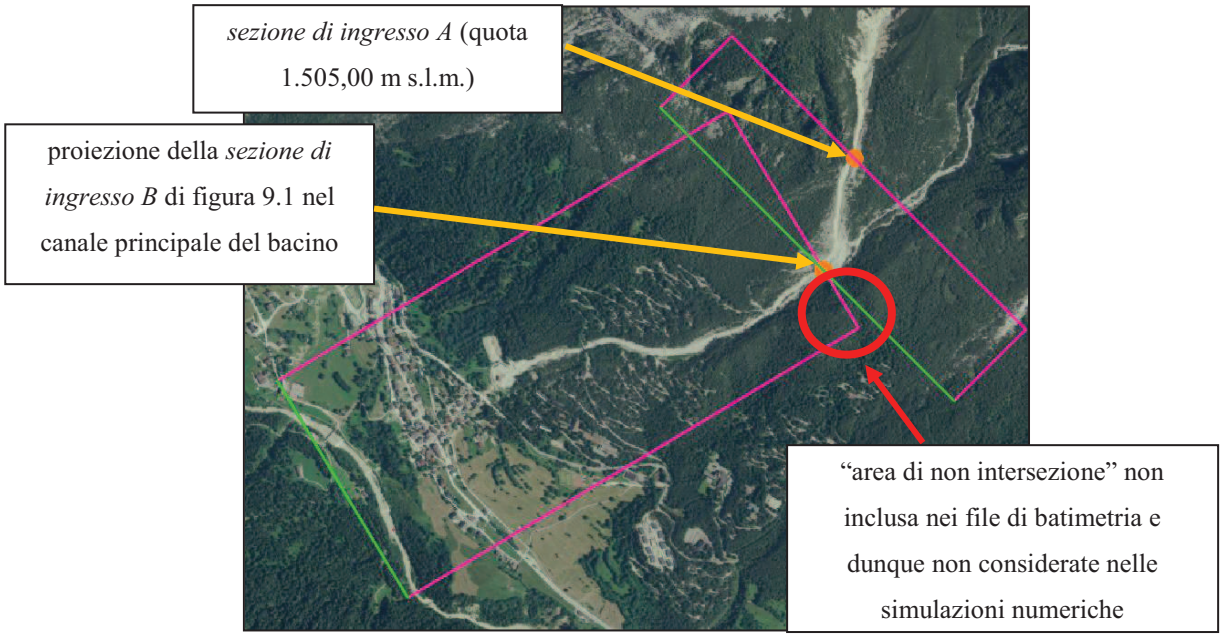


Fig. 9.2: sottodomini di calcolo considerati ai fini della modellazione idraulica della colata detritica di Cancìa allo stato attuale mediante il codice di calcolo *T.R.E.N.T.2D-df* su base ortofoto 2008. In lilla i perimetri dei due sottodomini computazionali, in verde le corrispondenti sezioni di outlet, in ocra le sezioni di ingresso considerate.

9.2 Idrogrammi di innesco utilizzati nella modellazione idraulica

Per la modellazione idraulica della colata di Cancìa allo stato attuale si è utilizzato per la *sezione di ingresso A* (vedi figura 9.1) un idrogramma solido-liquido dovuto alla formazione della colata detritica calcolato mediante il modello di innesco *(Gregoretti & Degetto, 2012),* mentre per la *sezione di ingresso B* (vedi figura 9.1) si è utilizzato un idrogramma liquido calcolato mediante il modello idrologico cinematico distribuito *K.R.E.R.M. (Gregoretti & Dalla Fontana, 2008).*

[4] In quanto parametro di input necessario per la modellazione idraulica della colata di Cancìa nel sottodominio di valle *(sottodominio B).*

9.2.1 Idrogramma solido-liquido di innesco (sezione di ingresso A)

In accordo con quanto esposto al paragrafo 6.5, la portata critica unitaria totale per il bacino di Ravina di Cancìa risulta pari a 1,094 m³/s nell'ipotesi di canale riempito di sedimenti (ricarica solida ben superiore alla soglia intrinseca del bacino), mentre risulta pari a 0,547 m³/s nell'ipotesi di canale parzialmente svuotato da un evento precedente. Questi valori di portata critica risultano notevolmente minori rispetto al deflusso liquido superficiale simulato mediante il modello idrologico cinematico distribuito *K.R.E.R.M. (Gregoretti & Dalla Fontana, 2008)* per tempi di ritorno di progetto pari a 30, 50, 100 e 300 anni (tabella 9.1). Pertanto, indipendentemente dallo scenario di progetto considerato, il modello di innesco simula la formazione di una colata di detrito.

In questa direzione si sottolinea che ai fini della modellazione idraulica della colata di detrito di Cancìa alla situazione topo-geo-morfologica attuale si è considerato lo scenario di progetto più cautelativo, ovvero l'idrogramma solido-liquido corrispondente al tempo di ritorno pari a 300 anni (vedi figura 9.3).

Bacino idrologico di produzione	**Tr = 30 anni**	**Tr = 50 anni**	**Tr = 100 anni**	**Tr = 300 anni**
Salvella (punto di innesco delle colate di detrito)	6,90 m³/s	7,80 m³/s	9,10 m³/s	11,20 m³/s

Tab. 9.1: portate liquide di picco simulate mediante il modello idrologico cinematico distribuito *K.R.E.R.M. (Gregoretti & Dalla Fontana, 2008)* per il bacino idrologico di produzione di Cancìa chiuso in corrispondenza della sezione di innesco delle colate di detrito (quota 1.666,00 m s.l.m.).

Il volume di sedimento mobilitabile per un tempo di ritorno di 300 anni è pari a circa 50.000,00 m^3, coerentemente con quanto indicato nel paragrafo 3.2 nel caso in cui la soglia in roccia affiorante venga scalzata. Tuttavia, il deflusso liquido superficiale simulato mediante modello idrologico non risulta essere in grado di mobilitare tutto il volume di sedimento in input (vedi tabella 9.3).

Noto inoltre dalla caratterizzazione geotecnica del materiale prelevato in alveo in corrispondenza della sezione di innesco (quota 1.666,00 m s.l.m.) che la concentrazione volumetrica del sedimento secco a riposo C^* risulta pari a 0,750, la concentrazione solido-volumetrica massima che può raggiungere il fronte detritico è pari a 0,675 (valore corrispondente al 90% della C^*). Utilizzando dunque la formulazione proposta da *Lien &*

Tsai (2003) è stato possibile calcolare la concentrazione solido-volumetrica media del fronte detritico simulato nel tratto a monte della soglia in roccia affiorante. In particolare, utilizzando un angolo di attrito dinamico pari a 32,20°, un angolo di inclinazione medio del fondo alveo pari a 26,10° ed un valore della costante η medio e pari a 0,03[5] si è ricavato un valore di concentrazione solido-volumetrica del fronte pari a 0,646.

Nella seguente tabella 9.2 si riportano alcuni dei parametri di input utilizzati nel modello di innesco per il calcolo dell'idrogramma solido-liquido di ingresso alla *sezione di inlet A* (vedi figura 9.1).

Parametro	**Valore**
Idrogramma del deflusso liquido	file ottenuto mediante l'applicazione del modello idrologico cinematico distribuito
Diametro medio del sedimento da analisi granulometrica in alveo	0,095 m (95,00 mm)
Pendenza del fondo alveo in corrispondenza della sezione di innesco della colata di detrito *(triggering area)*	55,80 % (circa 29,00°)
Relazione per il calcolo della portata critica unitaria	Relazione empirica proposta da *Gregoretti & Dalla Fontana (2008)*
Portata di filtrazione unitaria	0,0855 m^2/s (pari a 0,701 m^3/s)
Larghezza del fondo del canale in corrispondenza della sezione di innesco della colata di detrito *(triggering area)*	8,20 m
Concentrazione volumetrica del sedimento secco *(dry sediment concentration)*	0,75
Concentrazione volumetrica del sedimento sul fronte della colata detritica	0,646
Grado di saturazione del sedimento	100,00 %
Forma dell'idrogramma solido-liquidi del miscuglio *(modo 1, modo 2)*	*Modo 2* (idrogramma solido-liquido del miscuglio di forma triangolare)
Coefficiente di riduzione *RC*	0,80
Volume dei sedimenti	50-60.000,00 m^3

Tab. 9.2: parametri di input utilizzati nel modello di innesco della colata detritica di Cancìa alla situazione topo-geo-morfologica attuale. La modellazione è stata eseguita considerando l'idrogramma di forma triangolare e utilizzando come dato in input sia il volume di sedimento che la concentrazione solido-volumetrica del fronte.

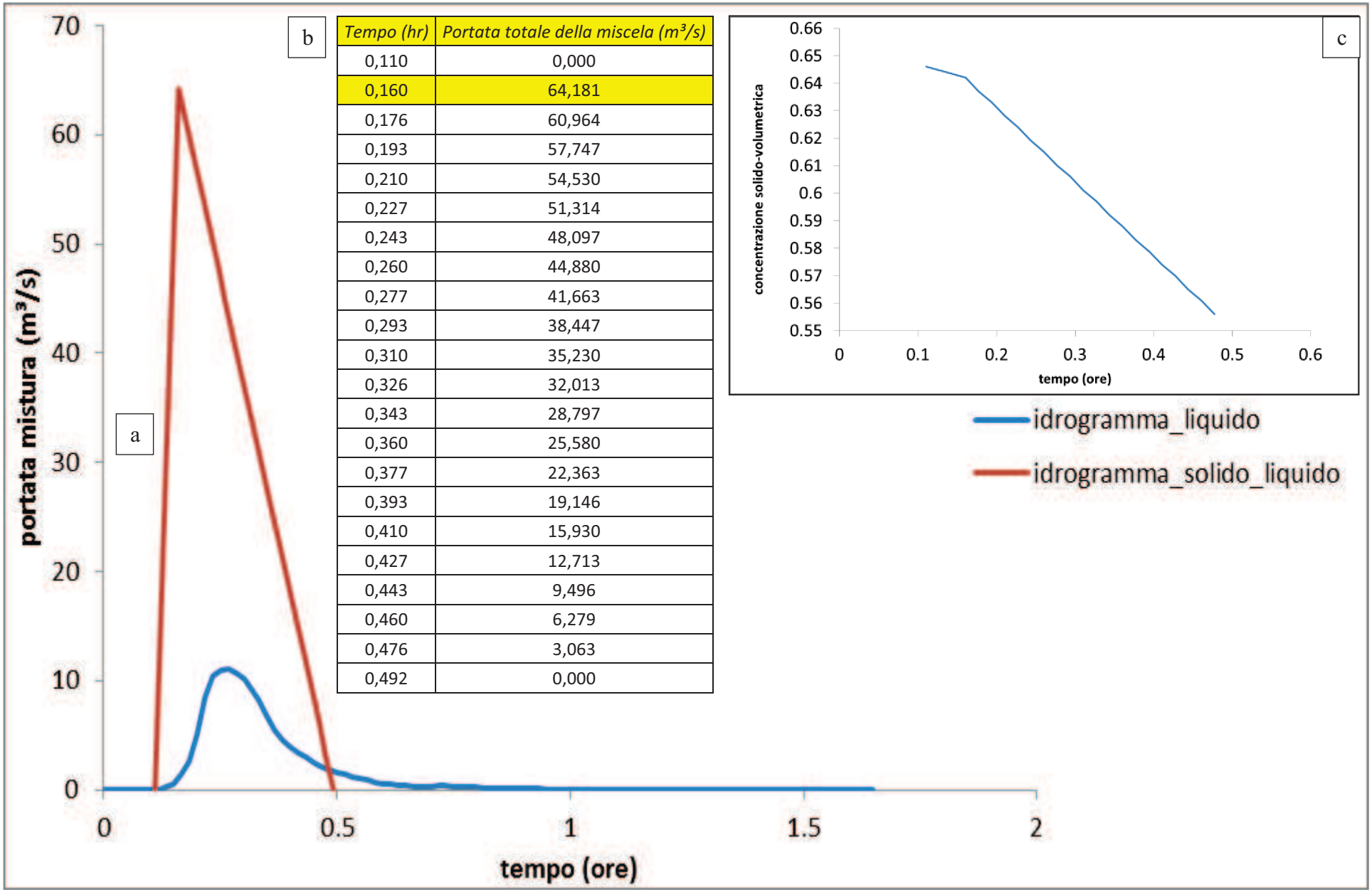
[5] La costante η secondo *Lien & Tsai (2003)* assume un valore pari a 0,04, mentre i risultati sperimentali di *Lanzoni & Tubino (1993)* provvedono un valore inferiore e mediamente pari a 0,02.

Nella seguente tabella 9.3 si riportano invece alcuni dei parametri di output ottenuti dall'applicazione del modello d'innesco per i vari tempi di ritorno di progetto considerati.

Parametro	Tr = 30 anni	Tr = 50 anni	Tr = 100 anni	Tr = 300 anni
Deflusso che si infiltra e satura l'ammasso detritico nella sezione di innesco	0,0855 m²/s	0,0855 m²/s	0,0855 m²/s	0,0855 m²/s
Portata di picco liquida ottenuta dal modello idrologico cinematico distribuito	6,859 m³/s	7,766 m³/s	9,052 m³/s	11,183 m³/s
Tempo al picco di piena liquido	17,00 min	17,00 min	16,00 min	16,00 min
Portata critica totale di innesco	1,094 m³/s	1,094 m³/s	1,094 m³/s	1,094 m³/s
Tempo corrispondente alla portata critica di innesco	11,50 min	11,00 min	10,40 min	9,60 min
Concentrazione volumetrica del sedimento secco a riposo	0,750	0,750	0,750	0,750
Concentrazione volumetrica del sedimento sul fronte della colata	0,646	0,646	0,646	0,646
Concentrazione volumetrica media del sedimento	0,620	0,620	0,620	0,620
Volume della colata detritica	25.920,00 m³	29.896,00 m³	35.315,00 m³	44.169,00 m³
Volume del solo sedimento della colata	21.427,00 m³	24.714,00 m³	29.194,00 m³	36.513,00 m³
Volume solido del sedimento della colata	16.070,00 m³	18.536,00 m³	21.895,00 m³	27.385,00 m³
Portata di picco della colata detritica	39,29 m³/s	44,51 m³/s	51,91 m³/s	64,18 m³/s
Tempo al picco della colata per la forma idrogramma QR2	11,50 min	11,00 min	10,40 min	9,60 min

Tab. 9.3: parametri di output del modello di innesco della colata di detrito di Cancìa alla situazione topo-geo-morfologica attuale per i vari scenari di progetto considerati.

Nella seguente figura 9.3 si riporta infine l'idrogramma dei deflussi liquidi totali e l'idrogramma solido-liquido della colata detritica del bacino di Ravina di Cancìa alla situazione topo-geo-morfologica attuale e per un tempo di ritorno di progetto pari a 300 anni.



Tempo (hr)	Portata totale della miscela (m³/s)
0,110	0,000
0,160	64,181
0,176	60,964
0,193	57,747
0,210	54,530
0,227	51,314
0,243	48,097
0,260	44,880
0,277	41,663
0,293	38,447
0,310	35,230
0,326	32,013
0,343	28,797
0,360	25,580
0,377	22,363
0,393	19,146
0,410	15,930
0,427	12,713
0,443	9,496
0,460	6,279
0,476	3,063
0,492	0,000

Fig. 9.3: *(a)* idrogramma dei deflussi liquidi superficiali e idrogramma totale della colata di progetto per un tempo di ritorno di progetto pari a 300 anni *(b)* idrogramma del miscuglio solido-liquido. *(c)* andamento nel tempo della concentrazione solido-volumetrica della colata.

9.2.2 Idrogramma liquido di innesco (sezione di ingresso B)

In accordo con quanto esposto al paragrafo 3.2, il canale proveniente dall'area del *Bus del Diau* provvede un significativo apporto liquido alle colate di detrito che propagano verso valle da *forcella Salvella,* modificandone di conseguenza la dinamica nel tratto medio-basso del bacino di Ravina di Cancìa. Difatti, tale contributo induce un incremento della concentrazione liquido-volumetrica delle colate di detrito rendendole dunque molto più fluide ed accentuando di conseguenza il fenomeno dell'aratura del fondo alveo nel tratto di canale a valle della confluenza. Difatti, nel tratto d'alveo che si sviluppa subito a valle dell'immissione, i fenomeni erosivi diventano molto evidenti e le volumetrie di sedimento coinvolte nelle colate che originano da *forcella Salvella* aumentano notevolmente potendo facilmente raggiungere magnitudo comprese tra 40.000,00 e 60.000,00 m³. Si fà presente in questa direzione che ad oggi la piazza di deposito alta non è in grado di arrestare colate di detrito dalle grandi dimensioni, mentre la vasca terminale non è in grado di contenere magnitudo pari a quelle sopra indicate (vedi paragrafo 9.3).

Nella seguente tabella 9.4 si riportano le portate liquide di picco simulate[6] mediante il modello cinematico distribuito *K.R.E.R.M. (Gregoretti & Dalla Fontana, 2008)* per il bacino idrologico di produzione del *Bus del Diau* chiuso poco a valle della piazza di deposito alta in corrispondenza della confluenza dei due canali (quota 1.328,00 m s.l.m.).

Bacino idrologico di produzione	**Tr = 30 anni**	**Tr = 50 anni**	**Tr = 100 anni**	**Tr = 300 anni**
confluenza *Bus del Diau*	7,70 m³/s	8,80 m³/s	10,30 m³/s	13,60 m³/s

Tab. 9.4: portate liquide di picco simulate mediante il modello idrologico cinematico distribuito *K.R.E.R.M. (Gregoretti & Dalla Fontana, 2008)* per il bacino idrologico di produzione del *Bus del Diau* chiuso a quota 1.328,00 m s.l.m.

Si sottolinea che, anche in questo caso, ai fini della modellazione idraulica della colata di detrito di Cancìa alla situazione topo-geo-morfologica attuale si è considerato lo scenario di progetto più cautelativo, ovvero l'idrogramma liquido corrispondente al tempo di ritorno pari a 300 anni (vedi figura 9.4 e tabella 9.5).

[6] I tempi di ritorno di progetto considerati sono pari a 30, 50, 100 e 300 anni.

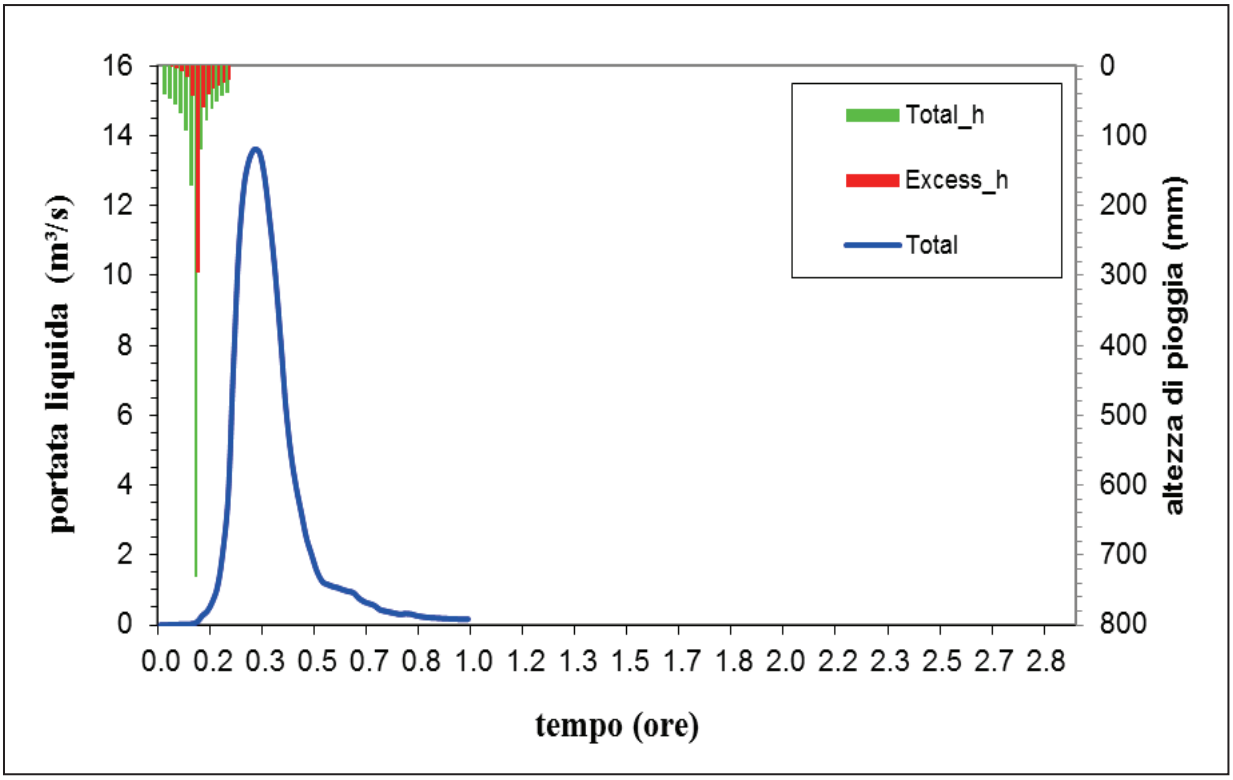


Fig. 9.4: idrogramma dei deflussi superficiali simulati per un tempo di ritorno di progetto pari a 300 anni per il bacino idrologico di produzione del *Bus del Diau* chiuso a quota 1.328,00 m s.l.m.

Deflusso simulato	diretto	di base	totale
Pioggia	9,586 mm	17,066 mm	26,659 mm
Deflusso iniziale	0,000 m³/s	0,000 m³/s	0,000 m³/s
Portata massima	13,508 m³/s	0,101 m³/s	13,608 m³/s
Portata media	0,897 m³/s	0,025 m³/s	0,040 m³/s
Tempo al picco	0,300 ore	0,230 ore	0,300 ore
Tempo al picco	9,586 min	17,066 min	26,659 min

Tab. 9.5: quadro riassuntivo dei principali valori ottenuti dalla simulazione idrologica per il bacino del *Bus del Diau* con un tempo di ritorno di progetto pari a 300 anni.

9.2.3 Accoppiamento dei due idrogrammi di innesco

Coerentemente con quanto su esposto, ai fini della modellazione idraulica della colata di detrito di Cancìa alla situazione topo-geo-morfologica attuale si è utilizzato per la *sezione di ingresso A* (vedi figura 9.1) l'idrogramma solido-liquido calcolato mediante modello di innesco (vedi paragrafo 9.2.1), mentre per la *sezione di ingresso B* (vedi figura

9.1) si è utilizzato l'idrogramma liquido calcolato mediante modello idrologico (vedi paragrafo 9.2.2).

Come si nota in figura 9.4, il picco di piena liquido proveniente dal bacino idrologico di produzione del *Bus del Diau* (pari a 13,608 m³/s) giunge alla *sezione di ingresso B* (ovvero alla confluenza dei due canali) con un ritardo pari a 18,00 minuti (ovvero 0,30 ore) rispetto all'inizio dell'evento pluviometrico di progetto.

Tale idrogramma liquido è stato dunque accoppiato all'idrogramma solido-liquido proveniente dal canale di *forcella Salvella* in maniera tale che i picchi di deflusso (liquido e solido-liquido) siano in fase in corrispondenza della sezione di confluenza dei due canali. Tale situazione rappresenta difatti lo scenario di progetto più gravoso per la simulazione della colata di detrito del bacino di Ravina di Cancìa allo stato attuale. In particolare, l'accoppiamento è stato eseguito confrontando il tempo di picco dell'idrogramma liquido (0,30 ore) con il tempo necessario affinché in corrispondenza della sezione di confluenza transiti il picco della colata simulata proveniente da *forcella Salvella*[7]. Noto dunque lo sfasamento temporale dei picchi (liquido e solido-liquido) per ogni combinazione parametrica utilizzata[8], è stato possibile riscalare temporalmente tutti i valori dell'idrogramma liquido proveniente dal *Bus del Diau* al fine di ottenere i picchi stessi in fase. Dal punto di vista operativo, durante le simulazioni numeriche eseguite con il modello di propagazione a celle, il deflusso inizia contemporaneamente nelle due sezioni di ingresso (vedi figura 9.1). In particolare, per la *sezione di ingresso A* il programma utilizza l'idrogramma solido-liquido di figura 9.3 mentre per la *sezione di ingresso B* usa l'idrogramma liquido di figura 9.4 riscalato temporalmente. Durante il processo di calcolo, i due picchi di deflusso saranno concomitanti, cioè in fase, in corrispondenza della confluenza ottenendo, così, la situazione più cautelativa per la verifica del comportamento della colata di detrito. Và da sé che dopo la confluenza la colata detritica risulterà più diluita e fluidificata. Per le simulazioni numeriche eseguite con il modello di propagazione

[7] Tale dato per le modellazioni idrauliche condotte con il codice di propagazione a celle è stato ottenuto effettuando per ciascuna combinazione parametrica una simulazione di prova utilizzando il solo idrogramma solido-liquido immesso nella *sezione di ingresso A* (vedi figura 9.1) e registrando quindi il tempo di transito del picco della colata in corrispondenza di una sezione di controllo posta in prossimità della confluenza dei due canali. Per le modellazioni idrauliche condotte mediante il codice di propagazione ai volumi finiti bidimensionale tale dato è stato invece ottenuto direttamente dall'idrogramma solido-liquido in uscita dalla sezione di outlet del sottodominio computazionale di monte *(sottodominio A* di figura 9.2).

[8] Si fà presente che, per entrambi i codici di calcolo utilizzati, ad ogni combinazione parametrica corrisponde una dinamica del flusso simulato peculiare. Ciò determina delle differenze nello sfasamento temporale dei picchi di deflusso (liquido e solido-liquido) per ogni singola simulazione numerica condotta.

ai volumi finiti bidimensionale, avendo suddiviso l'area di studio in due sottodomini computazionali distinti, il deflusso inizia solo in corrispondenza della *sezione di ingresso A* ed il programma utilizza l'idrogramma solido-liquido di figura 9.3. In corrispondenza della confluenza è posta la sezione di valle del sottodominio computazionale di monte (*sottodominio A* di figura 9.2). A questo punto, l'idrogramma solido-liquido in uscita dal sottodominio di monte viene combinato, tramite apposito foglio di calcolo, con l'idrogramma liquido di figura 9.4 riscalato temporalmente[9]. Tale idrogramma accoppiato viene quindi utilizzato come input[10] alla simulazione numerica della colata nel sottodominio computazionale di valle (*sottodominio B* di figura 9.2). Và da se che, anche in questo caso, la colata detritica simulata nel sottodominio di valle (ovvero dopo la confluenza dei due canali) risulterà più diluita e fluidificata.

9.3 Simulazione numerica allo stato attuale mediante il codice *D.F.R.M. (Debris Flow Routing Model)*

Come esposto al paragrafo 7.1, per tutte le simulazioni numeriche eseguite con il codice di propagazione a celle vi sono delle informazioni che possono considerarsi dati di input costanti ovvero non legati a stime, in particolare: il modello digitale del terreno del dominio di calcolo (vedi paragrafo 9.1), l'idrogramma di ingresso (liquido e solido-liquido, vedi paragrafo 9.2) e la posizione delle presunte aree sorgenti (o sezioni di ingresso) dell'evento modellato (vedi paragrafo 9.1).

I parametri di input sono invece rappresentati dal coefficiente di *Chezy* adimensionale C_H (che regola la resistenza che il contorno bagnato oppone alla propagazione della colata di detrito verso valle) e dai coefficienti per il calcolo dell'erosione e deposito del miscuglio solido-liquido (che regolano la velocità con la quale si manifestano tali processi). Per caratterizzare il bacino di Ravina di Cancìa sono stati considerati diversi valori del coefficiente di scabrezza di *Chezy* nonché delle velocità e degli angoli di inclinazione limite per i processi di erosione (limite inferiore) in funzione della copertura-uso del suolo (figura 9.5). In tabella 9.6 si riporta una sintesi dei valori utilizzati. La carta dell'uso-

[9] Contestualmente, viene calcolato mediante la regola dei trapezi il valore della concentrazione solido-volumetrica media della colata detritica dopo l'apporto liquido proveniente dal bacino del *Bus del Diau*. Tale dato viene utilizzato in input alla simulazione numerica della colata nel sottodominio computazionale di valle (*sottodominio B* di figura 9.2).

[10] La sezione di ingresso del sottodominio di valle (*sottodominio B* di figura 9.2) coincide con la proiezione sull'asta principale del bacino della *sezione di ingresso B* di figura 9.1 (vedi paragrafo 9.1).

copertura del suolo del bacino è stata aggiornata rispetto a quella utilizzata per la modellazione idraulica della colata di detrito del 18/07/2009 (vedi paragrafo 7.3). In particolare, tale mappa è stata ottenuta su base G.I.S. mediante fotointerpretazione della ortofotocarta del 2011. Ancora, per le simulazioni numeriche tale mappa è stata re-interpretata inglobando in un'univa voce usi del suolo con comportamenti idraulicamente similari (i.e. aree urbane, zone boscose, etc).

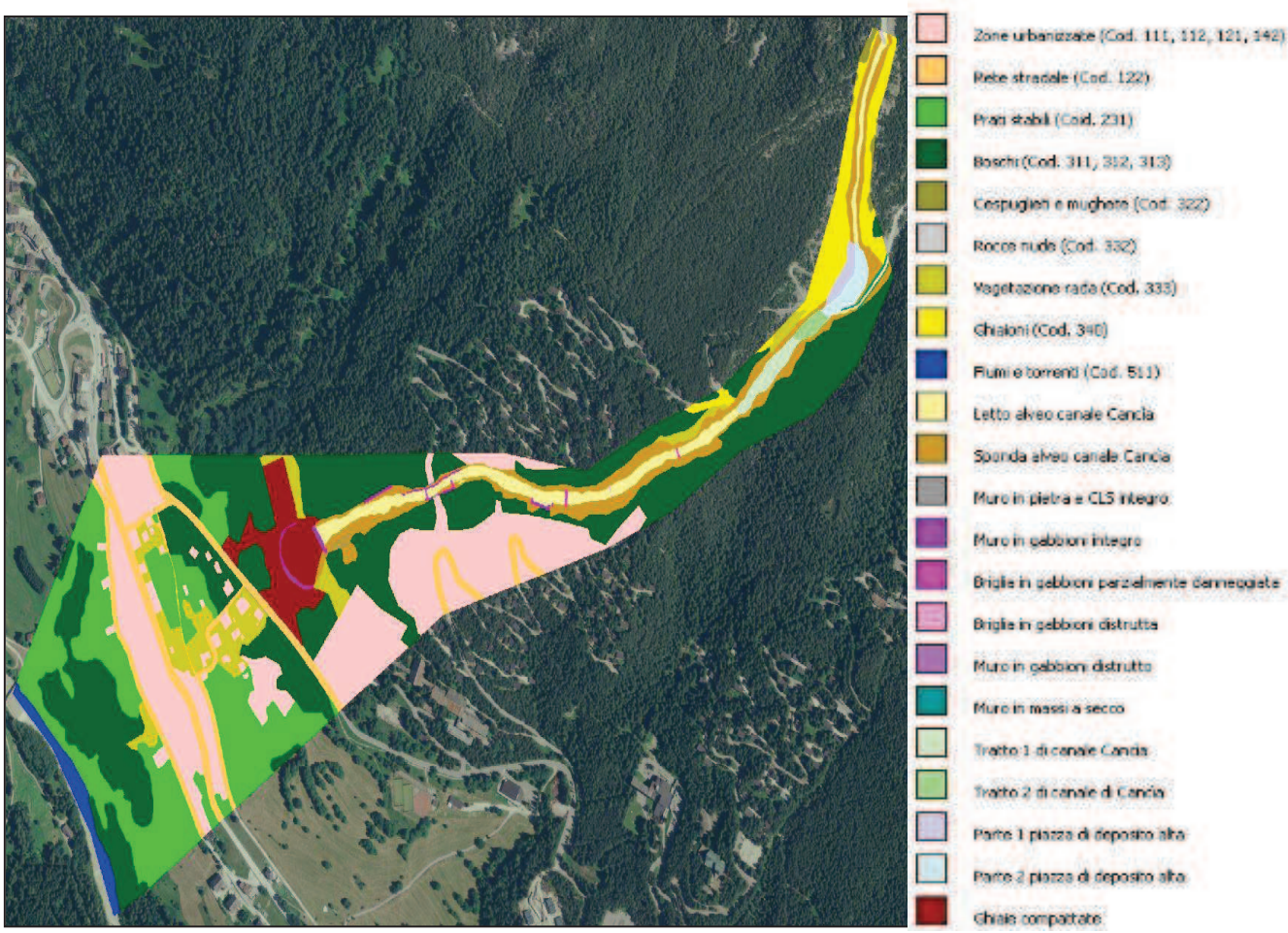


Fig. 9.5: visione di insieme della carta delle categorie-usi del suolo del bacino di Ravina di Cancìa aggiornata alla condizione topo-geo-morfologica attuale su base ortofoto 2011.

Copertura/uso del suolo	*Codice*	*Coeff. di Chezy adimensionale (scabrezza)*	*angolo limite di erosione (°)*	*velocità limite di erosione (m/s)*
Urbano continuo	111	1,0	89,0	9,0
Urbano discontinuo	112	1,0	89,0	9,0
Industrie e cimiteri	121	1,0	89,0	9,0
Aree sportive	142	1,0	89,0	9,0

Copertura/uso del suolo	*Codice*	*Coeff. di Chezy adimensionale (scabrezza)*	*angolo limite di erosione (°)*	*velocità limite di erosione (m/s)*
Rete stradale asfaltata	122	4,0	30,0	3,0
Prati stabili	231	3,0	20,0	2,0
Boschi di latifoglie	311	1,0	20,0	3,0
Boschi di conifere	312	1,0	20,0	3,0
Boschi misti	313	1,0	20,0	3,0
Caspuglieti e mughete	322	2,0	20,0	2,0
Rocce e pareti rocciose	332	5,0	89,0	9,0
Vegetazione rada	333	4,0	16,0	2,0
Ghiaioni	340	5,0	10,0	1,0
Torrenti e Fiumi	511	5,0	16,0	2,0
Letto alveo canale	601	5,0	16,0	1,8
Sponde alveo canale	602	5,0	10,0	1,0
Muri in pietra e cls	603	5,0	89,0	9,0
Muri in gabbioni integri	604	5,0	30,0	3,0
Briglie in gabbioni parzialmente distrutte	605	4,0	20,0	2,0
Briglie in gabbioni distrutte	606	5,0	10,0	1,0
Muri in massi a secco	608	5,0	20,0	2,5
Tratto più a valle del canale	610	5,0	16,0	1,8
Tratto intermedio canale	611	5,0	16,0	2,0
Piazza di deposito alta dx	612	5,0	16,0	2,0
Piazza di deposito bassa sx	613	5,0	16,0	2,0
Ghiaie compatte	614	4,0	16,0	2,0

Tab. 9.6: valori del coefficiente di scabrezza adimensionale di *Chezy* nonché dell'inclinazione e della velocità limite di erosione per le diverse categorie di copertura-uso del suolo del bacino di Ravina di Cancìa.

La modellazione idraulica della colata di Cancìa allo stato attuale è stata eseguita utilizzando le combinazioni parametriche migliori ottenute dalla simulazione di back-analisi della colata detritica di Fiames del 2006 e del Rio Lazer del 1966 (vedi paragrafi 7.1, 7.2 e tabella 9.7). E' stata altresì utilizzata la combinazione parametrica migliore ottenuta dalla simulazione di back-analisi della colata detritica di Cancìa del 2009 da *Gregoretti et al. (2013)* e riportata in tabella 9.7.

Parametri di input	*Sim_1**	*Sim_2**	*Sim_3**	*Sim_4**	*Sim_5***	*Sim_6****
Idrogramma utilizzato	accoppiato	accoppiato	accoppiato	accoppiato	accoppiato	accoppiato
DTM utilizzato	2011_mod	2011_mod	2011_mod	2011_mod	2011_mod	2011_mod
Minimum flow depth for routing (m)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Egashira erosion coefficient (-)	0,05	0,05	0,05	0,05	0,5	0,50
Egashira deposition coefficient (-)	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,10
Inferior erosion/deposition flow depth (m)	0,10	0,05	0,05	0,10	0,50	0,10
Superior deposition angle (°)	18,00	18,00	18,00	18,00	10,00	14,00
Superior deposition velocity (m/s)	0,50	0,50	0,50	0,50	1,50	1,00
Inferior erosion angle (°)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Inferior erosion velocity (m/s)	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito	Distribuito
Angolo limite per la propagazione della colata di detrito	5,00	10,00	10,00	10,00	1,00	5,00
Coefficiente moltiplicativo del deposito	5,00	2,00	3,00	2,00	5,00	15,00
Dry sediment concentration	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75

Tab. 9.7: parametri di input utilizzati nella simulazione numerica della colata di detrito di Cancìa alla situazione topo-geo-morfologica attuale (* combinazioni parametriche migliori ottenute dalla simulazione di back-analisi della colata detritica di Fiames del 2006, ** combinazione parametrica migliore ottenuta dalla simulazione di back-analisi della colata di detrito del Rio Lazer del 1966, *** combinazione parametrica migliore ottenuta dalla simulazione di back-analisi della colata di detrito di Cancìa del 2009 da *Gregoretti et al., 2013*).

Nelle seguenti figure da 9.6 a 9.11 si riportano su base ortofoto 2008 le mappe finali degli spessori di deposito e delle profondità di erosione simulate dal codice di calcolo *D.F.R.M.* per le combinazioni parametriche di tabella 9.7.

In tabella 9.8 si riportano invece i volumi di erosione e di deposito simulati dal modello di propagazione a celle, determinati mediante il codice di calcolo accessorio descritto al paragrafo 7.3 al quale si rimanda per ulteriori approfondimenti. In tabella 9.8 si riportano altresì i valori medi e massimi delle profondità di erosione e degli spessori di deposito simulati.



Fig. 9.6: carta finale degli spessori di deposito e delle profondità di erosione simulate dal codice *D.F.R.M.* per la prima combinazione parametrica di tabella 9.7.



Fig. 9.7: carta finale degli spessori di deposito e delle profondità di erosione simulate dal codice *D.F.R.M.* per la seconda combinazione parametrica di tabella 9.7.

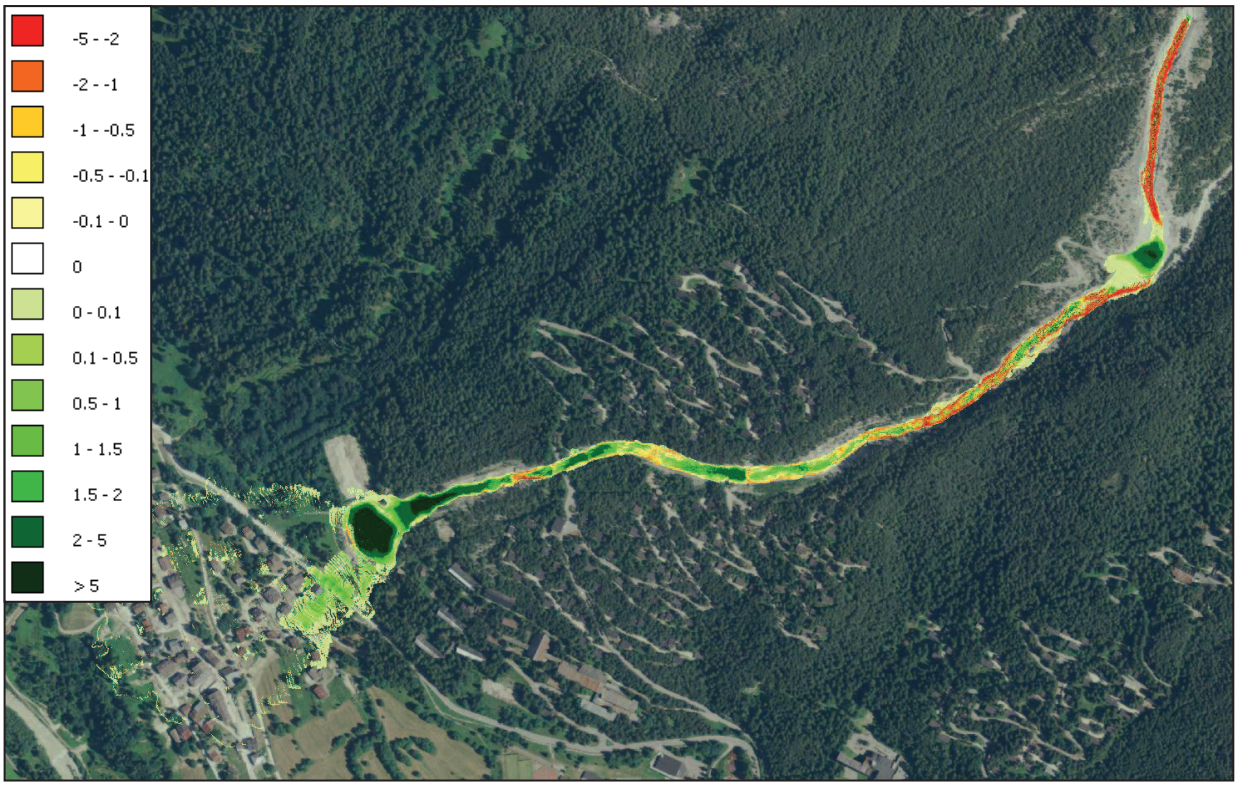


Fig. 9.8: carta finale degli spessori di deposito e delle profondità di erosione simulate dal codice *D.F.R.M.* per la terza combinazione parametrica di tabella 9.7.



Fig. 9.9: carta finale degli spessori di deposito e delle profondità di erosione simulate dal codice *D.F.R.M.* per la quarta combinazione parametrica di tabella 9.7.



Fig. 9.10: carta finale degli spessori di deposito e delle profondità di erosione simulate dal codice *D.F.R.M.* per la quinta combinazione parametrica di tabella 9.7.



Fig. 9.11: carta finale degli spessori di deposito e delle profondità di erosione simulate dal codice *D.F.R.M.* per la sesta combinazione parametrica di tabella 9.7.

Simulazione	*Sim_1*	*Sim_2*	*Sim_3*	*Sim_4*	*Sim_5*	*Sim_6*
volume deposito tratto di monte in m³ (*)	3.478,37	5.712,24	5.735,58	5.685,09	4.624,92	4.211,04
volume erosione tratto di monte in m³ (*)	12.032,20	13.812,79	13.779,53	11.923,30	17.990,06	19.683,56
spessore deposito massimo tratto di monte in m (*)	+ 4,86	+ 6,06	+ 6,13	+ 5,92	+ 5,58	+ 5,45
spessore deposito medio tratto di monte in m (*)	+ 0,67	+ 0,94	+ 0,95	+ 0,92	+ 0,79	+ 0,86
profondità erosione massima tratto di monte in m (*)	- 12,36	- 15,63	- 16,28	- 15,77	- 26,78	- 30,79
profondità erosione media tratto di monte in m (*)	- 3,97	- 4,14	- 3,54	- 3,82	- 6,45	- 6,71
volume deposito tratto di valle in m³ (**)	42.970,66	44.850,65	46.148,28	42.790,59	41.451,42	55.010,53
volume erosione tratto di valle in m³ (**)	11.297,95	8.554,01	9.074,66	8.321,07	12.054,21	12.420,83
spessore deposito massimo tratto di valle in m (**)	+ 9,68	+ 9,68	+ 9,63	+ 9,40	+ 7,89	+ 1,05
spessore deposito medio tratto di valle in m (**)	+ 1,88	+ 1,94	+ 2,03	+ 1,92	+ 1,96	+ 2,01
profondità erosione massima tratto di valle in m (**)	- 7,21	- 5,68	- 6,89	- 6,04	- 7,58	- 8,97
profondità erosione media tratto di valle in m (**)	- 1,34	- 1,08	- 0,75	- 1,03	-5,09	- 1,38
volume deposito conoide in m³	3.929,72	2.289,71	2.663,75	2.328,59	6.837,84	4.819,15
spessore deposito massimo conoide in m	+ 1,99	+ 1,94	+ 2,24	+ 2,13	+ 3,17	+ 2,41
spessore deposito medio conoide in m	+ 0,21	+ 0,18	+ 0,18	+ 0,19	+ 0,25	+ 0,30

Tab. 9.8: volumi di erosione e di deposito simulati dal modello di propagazione a celle e corrispondenti profondità-spessori massimi (* tratto di bacino che và dalla *sezione di ingresso A* di figura 9.1 fino alla confluenza dei due canali, ** tratto di bacino che và dalla confluenza dei due canali fino alla vasca di deposito terminale).

Come si nota dalle figure da 9.6 a 9.11 e dai dati riportati in tabella 9.8, nel tratto di canale che và dalla *sezione di ingresso A* (vedi figura 9.1) fino a poco a monte della piazza di deposito alta predominano i processi erosivi con volumi di scavo complessivi pari a 12-18.000,00 m³ circa[11]. Lungo questo tratto di canale le profondità medie di scavo simulate si attestano su valori compresi tra 4,00 e 7,00 m circa. In prossimità della piazza di monte, sia a quote superiori che a quote inferiori, predominano invece i processi deposizionali, con

[11] Tali volumetrie contribuiscono ad alimentare ulteriormente la colata detritica che genera nel tratto di canale che và da quota 1.666,00 m s.l.m. (zona di innesco) a quota 1.517,00 m s.l.m. (soglia in roccia affiorante).

spessori massimi di invaso simulati pari a 5-6,00 m. In tabella 9.9 si riporta una sintesi delle volumetrie solide invasate dalla piazza di deposito alta per le varie combinazioni parametriche utilizzate[12]. Come si nota, la capacità di trattenuta della piazza alta è molto limitata e compresa tra 2.500,00 e 4.500,00 m³ circa. Subito dopo l'apporto liquido del canale proveniente dall'area del *Bus del Diau* i processi erosivi tendono nuovamente ad accentuarsi sia in corrispondenza del centro alveo sia soprattutto in corrispondenza del piede delle sponde del canale di Ravina di Cancìa. Come si osserva dalle figure da 9.6 a 9.11, anche il tratto terminale del canale del *Bus del Diau* è soggetto ad evidenti fenomeni erosivi poiché parte del flusso simulato esonda nella zona finale del bacino tributario stesso. Difatti, sebbene a seguito dell'evento del 18/7/2009 la piazza di deposito alta è stata abbassata e rialzata sul lato verso il canale del *Bus del Diau* (dislivello tra il fondo della piazza ed il rialzo pari a 2,00 m circa), questo non impedisce alla colata simulata di esondare nella parte di valle del bacino tributario laddove il rialzo realizzato presenta quote altimetriche minori. Nella zona medio-bassa del bacino di Ravina di Cancìa predominano invece i processi deposizionali, con volumi complessivi di sedimento depositato pari a 42-55.000,00 m³ (spessori medi di deposito pari a circa 2,00 m). Tali processi si intensificano soprattutto a valle delle opere trasversali presenti alveo ed in corrispondenza della vasca terminale del canale. In particolare, le volumetrie solide invasate dalla piazza di deposito di valle risultano comprese tra 20.000,00 e 29.000,00 m³ circa (vedi tabella 9.9). Nelle seguenti figure da 9.12 a 9.17 si riporta altresì per ciascuna simulazione numerica il confronto del profilo longitudinale del terreno pre e post-evento per il tratto d'alveo che và dall'attraversamento stradale fino alla vasca terminale[13].

Tab. 9.9: volumetrie solide invasate dalla piazza di deposito alta e dalla vasca terminale per le varie combinazioni parametriche utilizzate.

Simulazione	***Sim_1***	***Sim_2***	***Sim_3***	***Sim_4***	***Sim_5***	***Sim_6***
volume invasato nella piazza di deposito alta in m³	2.570,11	4.477,62	4.510,02	4.427,57	3.752,29	3.597,02
volume invasato nella piazza di deposito bassa in m³	22.566,99	22.580,62	23.603,89	22.139,69	19.821,42	28.717,12

[12] Il calcolo è stato eseguito utilizzando il codice accessorio descritto al paragrafo 7.3 al quale si rimanda per ulteriori approfondimenti.

[13] Tale confronto è stato eseguito sovrapponendo il profilo longitudinale del terreno estratto lungo il talweg dal D.T.M. di partenza con il profilo longitudinale del terreno estratto lungo il talweg dal D.T.M. con le quote topografiche aggiornate all'ultimo time step di calcolo (modulo *r.profile* in GRASS). La risoluzione spaziale della regione di calcolo è stata posta pari a 5,00 m per smussare le irregolarità topografiche legate ad una dimensione troppo contenuta delle celle raster.

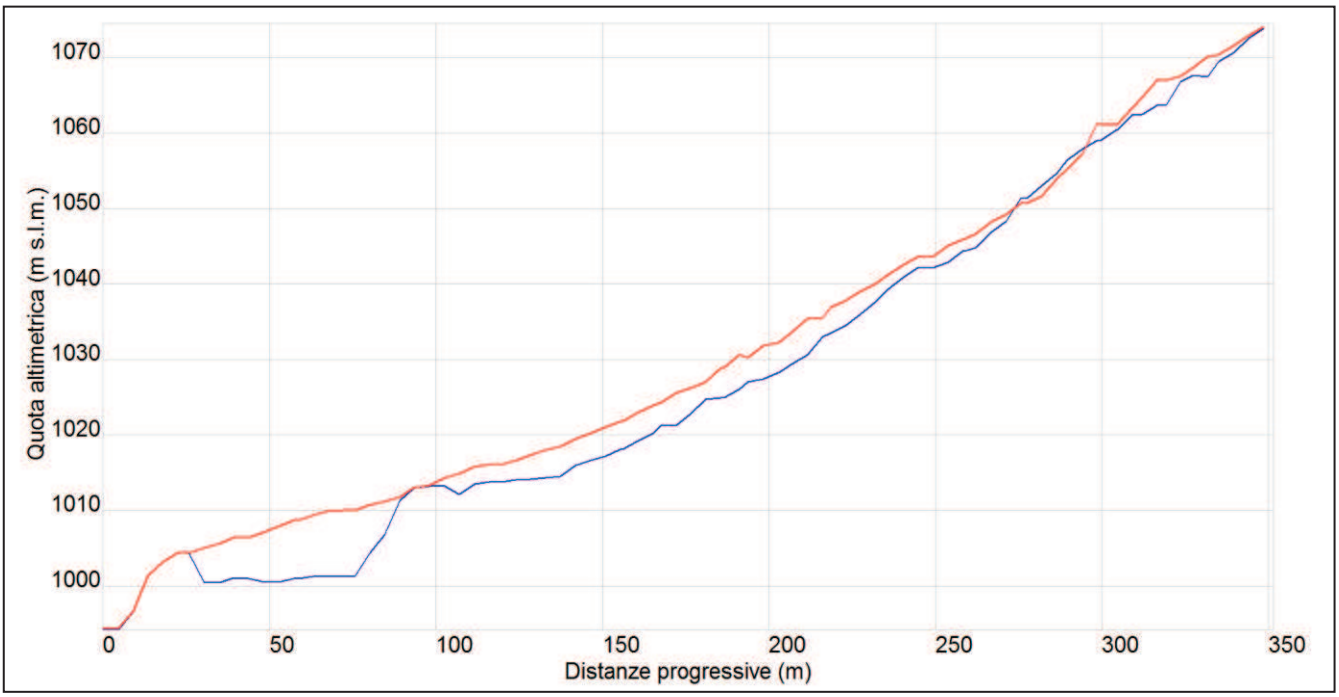


Fig. 9.12: confronto del profilo longitudinale del terreno pre e post-evento (rispettivamente profilo blu e rosso) per il tratto di canale che và dall'attraversamento stradale fino alla vasca terminale (prima combinazione parametrica di tabella 9.7).

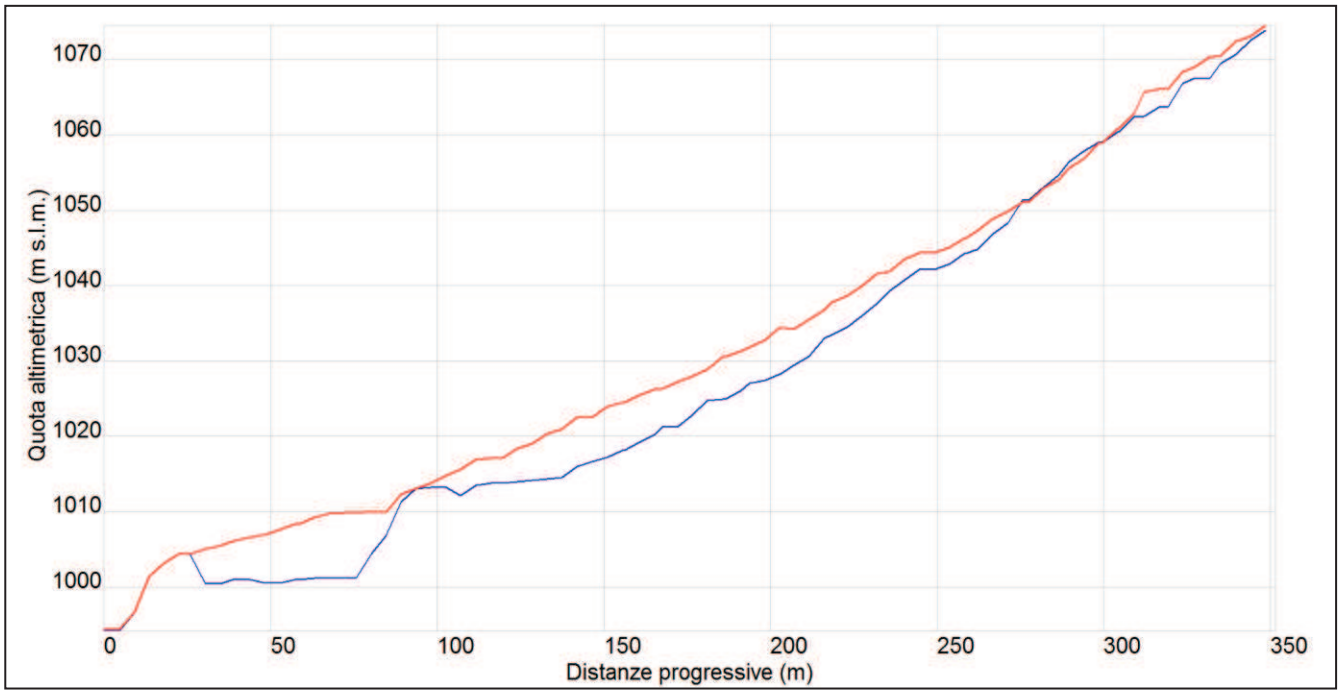


Fig. 9.13: confronto del profilo longitudinale del terreno pre e post-evento (rispettivamente profilo blu e rosso) per il tratto di canale che và dall'attraversamento stradale fino alla vasca terminale (seconda combinazione parametrica di tabella 9.7).

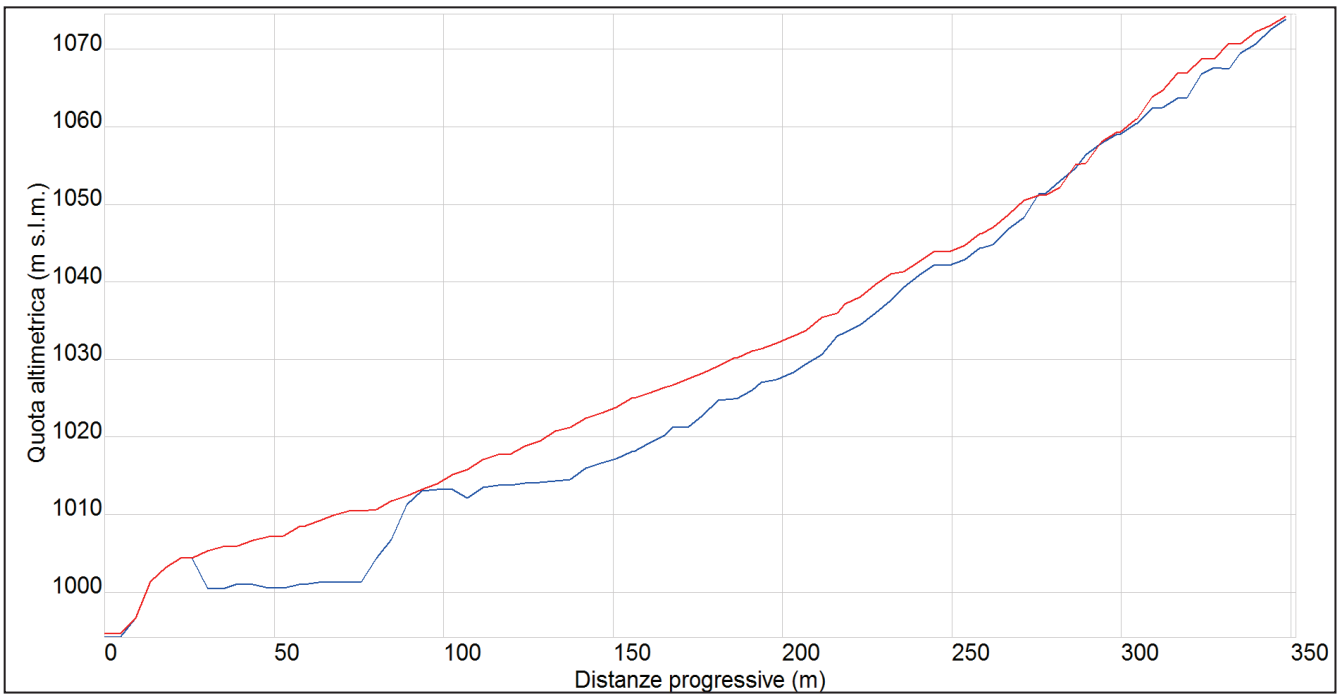


Fig. 9.14: confronto del profilo longitudinale del terreno pre e post-evento (rispettivamente profilo blu e rosso) per il tratto di canale che và dall'attraversamento stradale fino alla vasca terminale (terza combinazione parametrica di tabella 9.7).

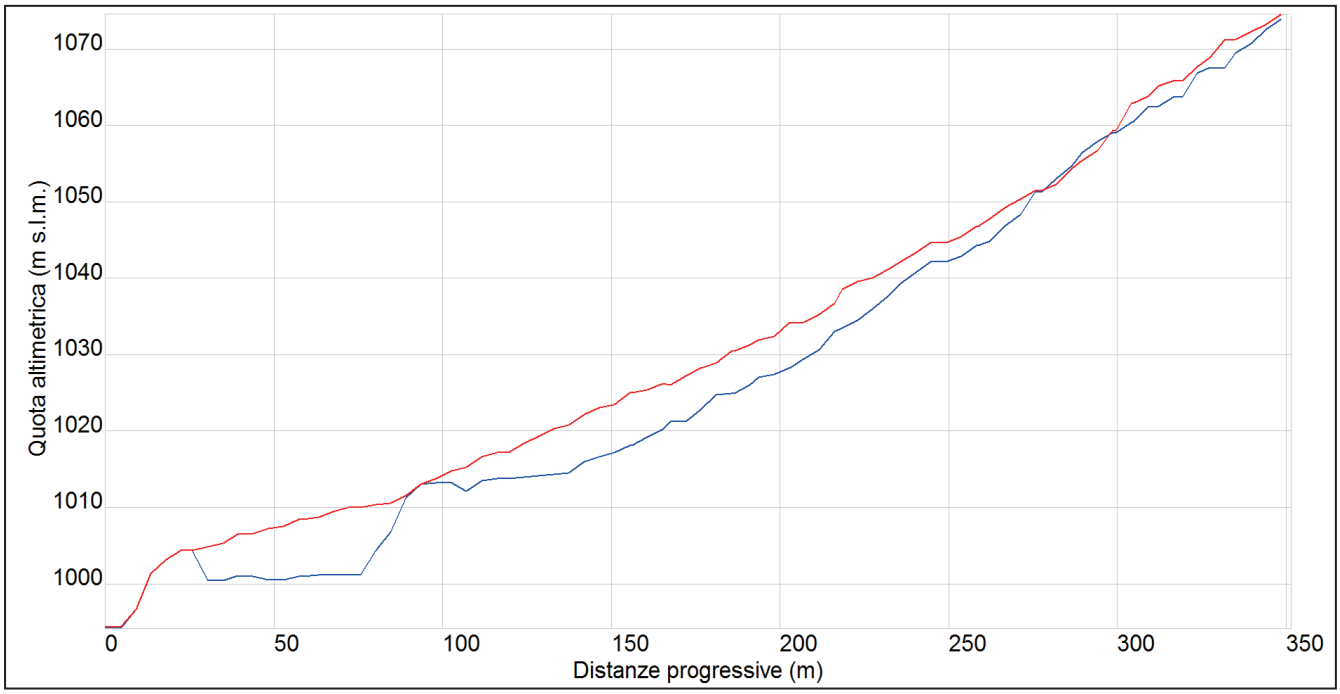


Fig. 9.15: confronto del profilo longitudinale del terreno pre e post-evento (rispettivamente profilo blu e rosso) per il tratto di canale che và dall'attraversamento stradale fino alla vasca terminale (quarta combinazione parametrica di tabella 9.7).

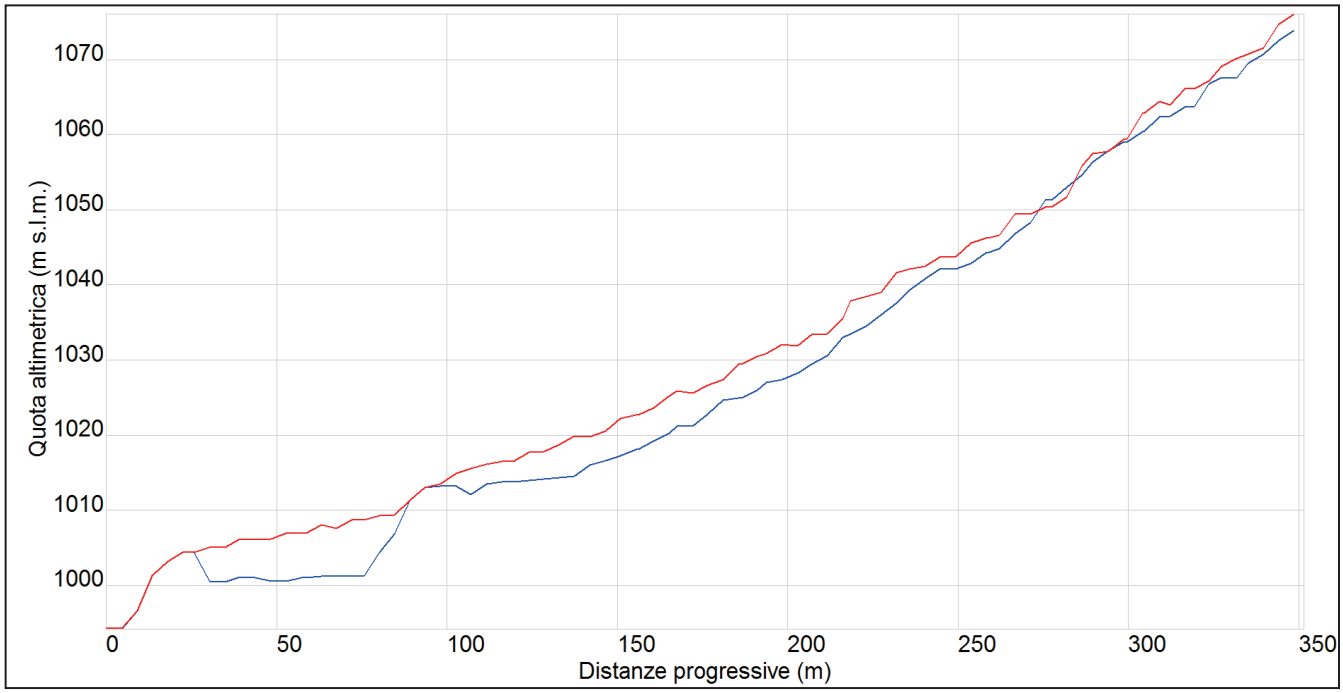


Fig. 9.16: confronto del profilo longitudinale del terreno pre e post-evento (rispettivamente profilo blu e rosso) per il tratto di canale che và dall'attraversamento stradale fino alla vasca terminale (quinta combinazione parametrica di tabella 9.7).

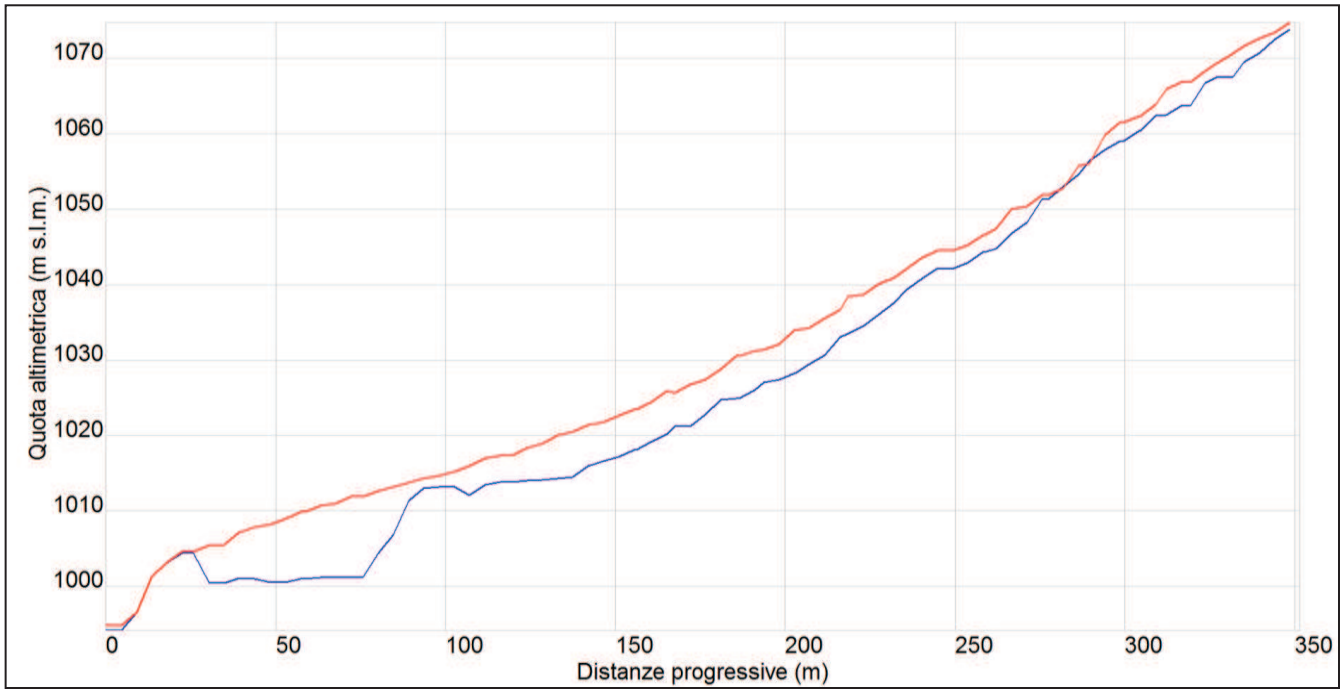


Fig. 9.17: confronto del profilo longitudinale del terreno pre e post-evento (rispettivamente profilo blu e rosso) per il tratto di canale che và dall'attraversamento stradale fino alla vasca terminale (sesta combinazione parametrica di tabella 9.7).

Nella seguente tabella 9.10 si riportano per le varie distanze progressive dei profili di figura da 9.12 a 9.17 gli spessori di deposito e le profondità di erosione simulati.

Distanza progressiva (m)	*Sim_1*	*Sim_2*	*Sim_3*	*Sim_4*	*Sim_5*	*Sim_6*
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
8,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
13,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
24,00(coronamento vasca terminale)	**0,00**	**0,00**	**0,00**	**0,00**	**0,00**	**0,00**
26,00 (vasca terminale)	**+ 3,00**	**+ 3,00**	**+ 3,00**	**+ 2,00**	**+ 3,00**	**+ 3,00**
31,00 (vasca terminale)	**+ 5,00**	**+ 5,00**	**+ 5,00**	**+ 4,00**	**+ 5,00**	**+ 5,00**
40,00 (vasca terminale)	**+ 5,00**	**+ 5,00**	**+ 4,00**	**+ 5,00**	**+ 5,00**	**+ 6,00**
47,00 (vasca terminale)	**+ 7,00**	**+ 6,00**	**+ 7,00**	**+ 7,00**	**+ 6,00**	**+ 8,00**
51,00 (vasca terminale)	**+ 7,00**	**+ 7,00**	**+ 7,00**	**+ 7,00**	**+ 6,00**	**+ 8,00**
60,00 (vasca terminale)	**+ 7,00**	**+ 7,00**	**+ 7,00**	**+ 7,00**	**+ 5,00**	**+ 8,00**
69,00 (vasca terminale)	**+ 8,00**	**+ 8,00**	**+ 8,00**	**+ 8,00**	**+ 6,00**	**+ 9,00**
72,00 (vasca terminale)	**+ 8,00**	**+ 9,00**	**+ 8,00**	**+ 8,00**	**+ 6,00**	**+ 10,00**
81,00 (vasca terminale)	**+ 6,00**	**+ 5,00**	**+ 6,00**	**+ 6,00**	**+ 5,00**	**+ 8,00**
90,00 (vasca terminale)	**+ 0,00**	**+ 1,00**	**+ 1,00**	**0,00**	**0,00**	**+ 2,00**
99,00 (coronamento sbarramento di monte)	**0,00**	**0,00**	**0,00**	**0,00**	**0,00**	**+ 1,00**
104,00	+ 1,00	+ 1,00	+ 2,00	+ 1,00	+ 1,00	+ 2,00
113,00	+ 2,00	+ 3,00	+ 4,00	+ 3,00	+ 3,00	+ 4,00
121,00	+ 3,00	+ 4,00	+ 4,00	+ 4,00	+ 3,00	+ 4,00
130,00	+ 3,00	+ 4,00	+ 5,00	+ 5,00	+ 3,00	+ 4,00
139,00	+ 4,00	+ 6,00	+ 7,00	+ 6,00	+ 5,00	+ 6,00
148,00	+ 4,00	+ 6,00	+ 7,00	+ 7,00	+ 4,00	+ 5,00
157,00	+ 3,00	+ 6,00	+ 6,00	+ 6,00	+ 4,00	+ 5,00
163,00	+ 4,00	+ 6,00	+ 6,00	+ 6,00	+ 4,00	+ 5,00
169,00	+ 3,00	+ 5,00	+ 5,00	+ 5,00	+ 4,00	+ 4,00
178,00	+ 4,00	+ 5,00	+ 6,00	+ 6,00	+ 4,00	+ 5,00
187,00	+ 4,00	+ 6,00	+ 6,00	+ 6,00	+ 5,00	+ 6,00
196,00	+ 3,00	+ 4,00	+ 4,00	+ 4,00	+ 3,00	+ 4,00
205,00	+ 4,00	+ 6,00	+ 4,00	+ 6,00	+ 3,00	+ 5,00
210,00	+ 4,00	+ 5,00	+ 4,00	+ 5,00	+ 4,00	+ 5,00
223,00	+ 2,00	+ 4,00	+ 2,00	+ 3,00	+ 1,00	+ 3,00
232,00	+ 3,00	+ 3,00	+ 3,00	+ 4,00	+ 3,00	+ 4,00
244,00	+ 2,00	+ 3,00	+ 2,00	+ 3,00	+ 2,00	+ 3,00
248,00	+ 1,00	+ 2,00	+ 1,00	+ 2,00	+ 1,00	+ 2,00
257,00	+ 3,00	+ 3,00	+ 2,00	+ 3,00	+ 3,00	+ 3,00
262,00	+ 1,00	+ 2,00	+ 2,00	+ 2,00	+ 2,00	+ 2,00
270,00	+ 2,00	+ 2,00	+ 2,00	+ 3,00	+ 3,00	+ 3,00

Distanza progressiva lungo il profilo (m)	*Sim_1*	*Sim_2*	*Sim_3*	*Sim_4*	*Sim_5*	*Sim_6*
279,00	- 1,00	0,00	0,00	0,00	- 1,00	0,00
286,00	- 2,00	- 1,00	- 1,00	- 1,00	- 2,00	- 1,00
294,00	- 1,00	- 1,00	- 1,00	- 1,00	+ 1,00	0,00
302,00	+ 2,00	- 1,00	0,00	0,00	0,00	+ 2,00
308,00	+ 1,00	0,00	0,00	+ 2,00	+ 2,00	+ 2,00
316,00	+ 2,00	+ 3,00	+ 2,00	+ 3,00	+ 1,00	+ 3,00
321,00	+ 4,00	+ 3,00	+ 3,00	+ 2,00	+ 3,00	+ 3,00
330,00	+ 1,00	+ 2,00	+ 1,00	+ 1,00	+ 2,00	+ 2,00
340,00	+ 1,00	+ 1,00	+ 1,00	+ 2,00	+ 1,00	+ 2,00
344,00	+ 1,00	+ 2,00	+ 2,00	+ 2,00	+ 1,00	+ 2,00
353,00	+ 1,00	+ 1,00	+ 1,00	+ 1,00	+ 3,00	+ 1,00

Tab. 9.10: spessori di deposito e profondità di erosione simulate per ogni distanza progressiva dei profili di figura da 9.12 a 9.17.

Come si nota in tabella 9.10, gli spessori di deposito simulati nella vasca terminale sono compresi tra 2,00 e 10,00 m circa, con angoli di deposizione variabili tra 6,00 e 8,00° (valori tipici per colate detritico-fangose in ambiente dolomitico). Nella tratto di canale che precede lo sbarramento di monte, gli spessori di deposito simulati massimi sono pari a 6-7,00 m circa.

Dall'analisi delle figure da 9.6 a 9.17 si evince inoltre che nelle condizioni attuali, in riferimento allo scenario di progetto considerato (tempo di ritorno pari a 300 anni), la vasca terminale nonostante il sopralzo del coronamento realizzato a seguito dell'evento del 2009 non risulta essere idonea al contenimento della colata detritica di Cancìa. In particolare, a seguito del riempimento della piazza di valle, la colata simulata esonda in conoide investendo direttamente le abitazioni già gravemente coinvolte durante l'evento calamitoso del luglio 2009. Dall'analisi delle figure da 9.6 a 9.11 si nota inoltre che il deposito della fase solida in conoide tende a concentrarsi in corrispondenza della zona medio-alta con spessori massimi pari a 2-3,00 m circa (vedi tabella 9.8). La parte medio-bassa dell'abitato è invece interessata dal solo passaggio della fase liquida drenata dalla fase solida dopo che quest'ultima si è depositata.

9.4 Simulazione numerica allo stato attuale mediante il codice *T.R.E.N.T 2D-df (Transport in Rapidly Evolutive Natural Torrent)*

Come esposto al paragrafo 8.1, per tutte le simulazioni numeriche eseguite col codice di propagazione ai volumi finiti bidimensionale vi sono delle informazioni che possono ritenersi dati di input costanti ovvero non legati a stime, in particolare: i file di batimetria dei sottodomini computazionali (vedi paragrafo 9.1), i file delle relative condizioni al contorno (vedi paragrafo 9.1) ed infine gli idrogrammi solido-liquidi di ingresso (vedi paragrafo 9.2).

Per il sottodominio computazionale di monte (*sottodominio A* di figura 9.2) la modellazione idraulica della colata detritica di Cancìa allo stato attuale è stata eseguita utilizzando l'idrogramma solido-liquido di figura 9.3[14] (opportunamente manipolato, vedi paragrafo 6.3) e le combinazioni parametriche di tabella 9.11. Dall'analisi dei risultati delle simulazioni numeriche condotte (vedi figura 9.18 e 9.19 a titolo di esempio) è emerso che il codice di calcolo ai volumi finiti bidimensionale non è in grado di simulare una dinamica della colata detritica di Cancìa allo stato attuale verosimile, ovvero aderente al più probabile comportamento che avrebbe la colata di progetto nel sottodominio computazionale considerato. Difatti, per tutte le simulazioni condotte, il modello ai volumi finiti bidimensionale simula degli ingenti depositi in corrispondenza sia della sezione di ingresso che lungo il canale di *forcella Salvella* determinando di conseguenza l'ostruzione temporanea di parte della sezione di deflusso attiva e dunque l'avulsione della colata simulata (vedi figura 9.18 a titolo di esempio). Tale scenario appare poco plausibile tenendo conto sia delle attuali condizioni morfologiche del canale nel tratto di bacino considerato (vedi figura 3.6, 3.7 e 3.8) che dei risultati delle simulazioni numeriche condotte con il codice di propagazione a celle (vedi figure da 9.6 a 9.11). Osservando la figura 9.19 (riportata a titolo di esempio dei risultati ottenuti) emerge inoltre che, lungo gran parte del tratto oggetto di modellazione, il codice di propagazione ai volumi finiti bidimensionale simula i processi deposizionali in corrispondenza della zona centrale dell'alveo mentre i fenomeni erosivi si concentrano soprattutto al piede delle sponde del canale. Anche questa dinamica contrasta sia con il comportamento che verosimilmente avrebbe la colata di progetto lungo questo tratto di canale sia con le dinamiche simulate dal codice di propagazione a celle (vedi figure da 9.6 a 9.11).

[14] Immesso nella *sezione di ingresso A* di figura 9.1.

Parametri di input	***Sim_1***	***Sim_2***	***Sim_3***	***Sim_4***	***Sim_5***	***Sim_6***
DTM utilizzato	2011_mod_monte	2011_mod_monte	2011_mod_monte	2011_mod_monte	2011_mod_monte	2011_mod_monte
Angolo di attrito del materiale *Ø* (°)	38,00	38,00	38,00	30,00	40,00	38,00
Concentrazione dei sedimenti al fondo *Cb* (-)	0,70 *(*)*	0,70 *(*)*	0,70 (*)	0,70 (*)	0,70 (*)	0,70 (*)
Densità relativa immersa del materiale *Δ* (-)	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65
Sommergenza relativa *Y (-)*	20,00	15,00	25,00	20,00	20,00	17,00
Parametro di trasporto *β* (-)	13,666	24,295	8,746	11,099	14,268	18,915
Concentrazione solido-volumetrica media della colata simulata *Cs-v* (-)	0,620	0,620	0,620	0,620	0,620	0,620
Pendenza del fondo alveo nella sezione di ingresso *i* (m/m)	0,479	0,479	0,479	0,479	0,479	0,479
Densità relativa della fase solida *ρs* (kg/m³)	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00	2650,00
Densità relativa della fase liquida *ρw* (kg/m³)	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00	1000,00

Parametri di input	***Sim_7***	***Sim_8***	***Sim_9***
DTM utilizzato	2011_mod_monte	2011_mod_monte	2011_mod_monte
Angolo di attrito del materiale *Ø* (°)	38,00	30,00	30,00
Concentrazione dei sedimenti al fondo *Cb* (-)	*0,70 (*)*	*0,70 (*)*	*0,70 (*)*
Densità relativa immersa del materiale *Δ* (-)	1,65	1,65	1,65
Sommergenza relativa *Y (-)*	18,00	16,00	15,00
Parametro di trasporto *β* (-)	16,871	17,341	19,731
Concentrazione solido-volumetrica media della colata simulata *Cs-v* (-)	0,620	0,620	0,620
Pendenza del fondo alveo nella sezione di ingresso *i* (m/m)	0,479	0,479	0,479
Densità relativa della fase solida *ρs* (kg/m³)	2650,00	2650,00	2650,00
Densità relativa della fase liquida *ρw* (kg/m³)	1000,00	1000,00	1000,00

Tab. 9.11: combinazioni parametriche utilizzate per la simulazione della colata di detrito di Cancìa alla situazione topo-geo-morfologica attuale mediante il codice *T.R.E.N.T.2D-df* (* valore massimo di concentrazione solida al fondo ammesso dal modello ai volumi finiti bidimensionale).

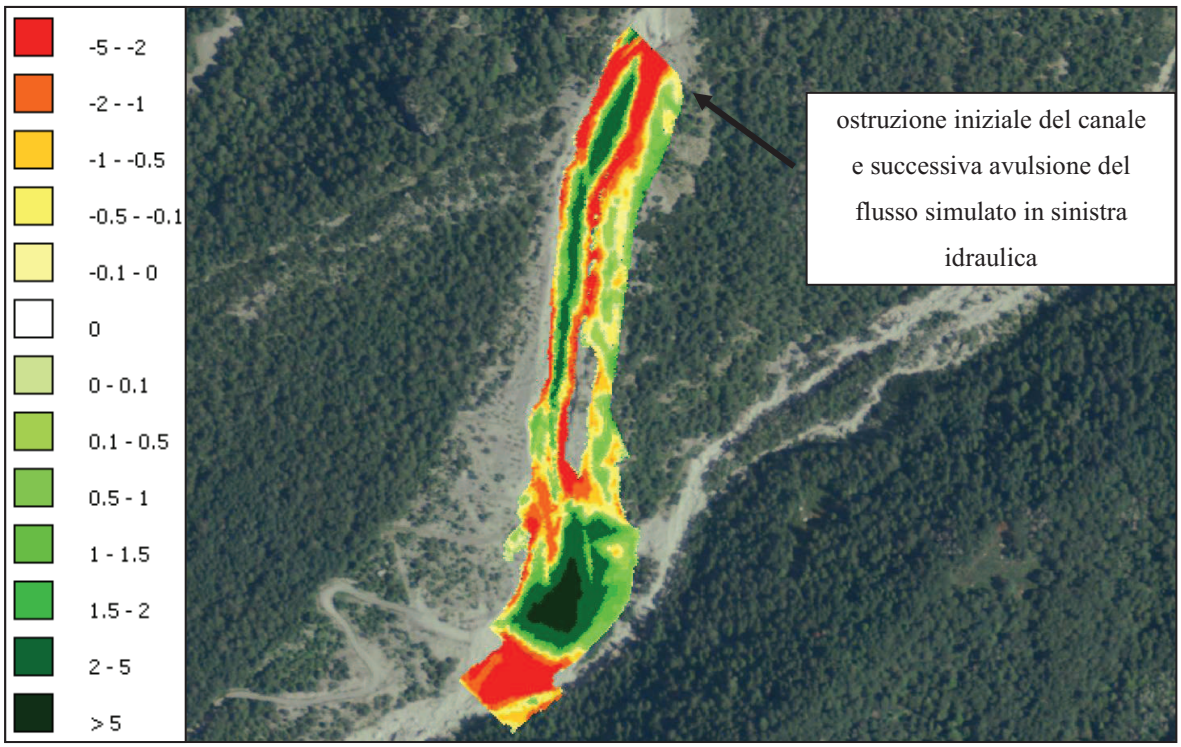


Fig. 9.18: carta degli spessori di deposito e delle profondità di erosione simulate dal modello ai volumi finiti bidimensionale. Si osserva un'improbabile avulsione del flusso detritico in sinistra idrografica. Tale comportamento è causato dalla deposizione durante i primi time step di ingenti quantitativi di materiale solido in prossimità della sezione di ingresso, successivamente erosi dalla coda dell'idrogramma di input.

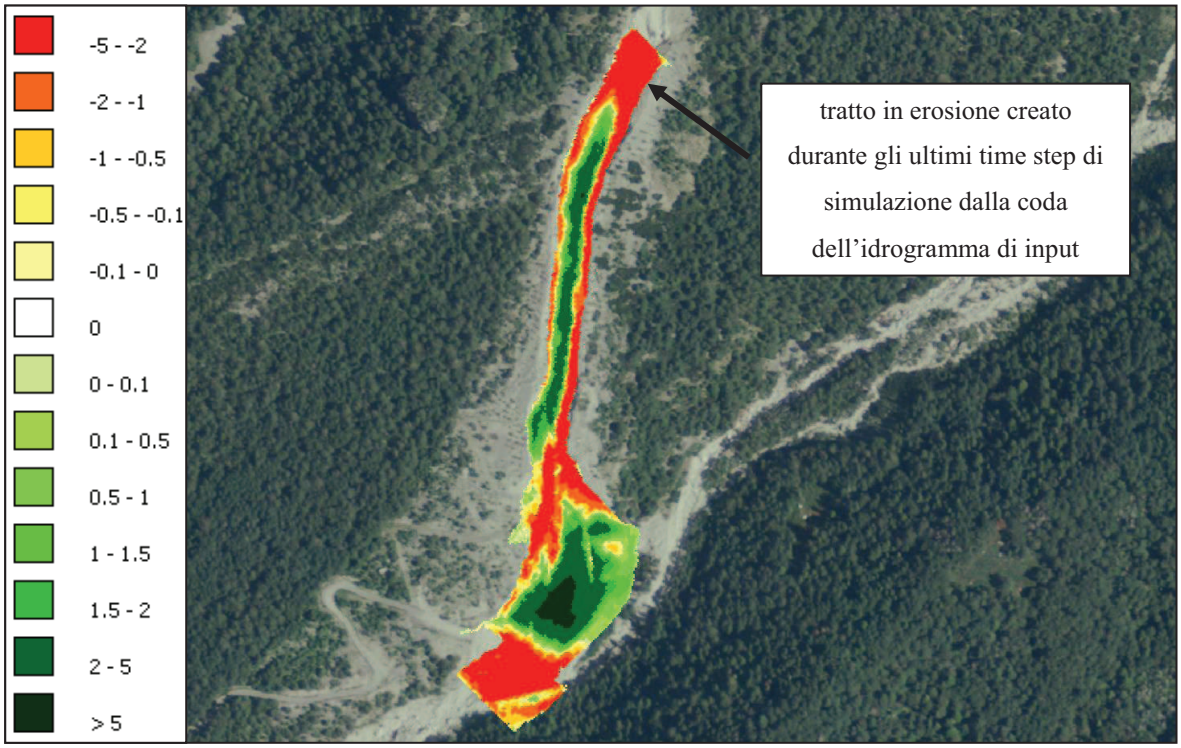


Fig. 9.19: carta degli spessori di deposito e delle profondità di erosione simulate dal modello ai volumi finiti bidimensionale. Si osservano degli improbabili depositi ingenti in corrispondenza della zona centrale dell'alveo con i fenomeni erosivi confinati nelle zone laterali del canale.

Tenendo conto delle problematiche su esposte sono state condotte ulteriori prove, in particolare[15]:

1. prova eseguita utilizzando in input nella *sezione di ingresso A* (vedi figura 9.1) l'idrogramma solido-liquido di figura 9.3 ed assumendo una con concentrazione solida al fondo *Cb* pari a 0,65 (angolo di attrito dinamico ϕ del materiale e sommergenza relativa *Y* di default, vedi paragrafo 8.1);

2. prova eseguita utilizzando in input nella *sezione di ingresso A* (vedi figura 9.1) l'idrogramma solido-liquido calcolato mediante il modello di innesco nell'ipotesi che questo abbia la stessa forma dell'idrogramma dei deflussi liquidi contribuenti alla formazione della colata (*modo 1*, vedi paragrafo 6.2). La concentrazione solida al fondo *Cb* è stata assunta pari a 0,70 (angolo di attrito dinamico ϕ del materiale e sommergenza relativa *Y* di default, vedi paragrafo 8.1);

3. prova eseguita utilizzando in input nella *sezione di ingresso A* (vedi figura 9.1) l'idrogramma solido-liquido calcolato mediante il pre-processore "CC-Trent2D" a partire sia dall'idrogramma liquido totale che dalla sola porzione contribuente alla formazione della colata[16]. La concentrazione solida al fondo *Cb* è stata assunta in entrambe le simulazioni numeriche condotte pari a 0,70 (angolo di attrito dinamico ϕ del materiale e sommergenza relativa *Y* di default, vedi paragrafo 8.1);

4. prova eseguita utilizzando in input nella *sezione di ingresso A* (vedi figura 9.1) opportunamente ristretta l'idrogramma solido-liquido di figura 9.3. La concentrazione solida al fondo *Cb* è stata assunta pari a 0,70 (angolo di attrito dinamico ϕ del materiale e sommergenza relativa *Y* di default, vedi paragrafo 8.1);

5. prova eseguita utilizzando in input nella *sezione di ingresso A* (vedi figura 9.1) opportunamente allargata l'idrogramma solido-liquido di figura 9.3. La concentrazione solida al fondo *Cb* è stata assunta pari a 0,70 (angolo di attrito

[15] Estratto delle principali prove condotte.
[16] Il calcolo è stato eseguito nell'ipotesi di "non equilibrio" partendo da una concentrazione solido-volumetrica media della colata pari a 0,62.

dinamico ϕ del materiale e sommergenza relativa *Y* di default, vedi paragrafo 8.1);

6. prova eseguita considerando una sezione di ingresso traslata verso valle (pendenza del fondo alveo nella nuova sezione di ingresso *i* pari a 0,45). Tale test è stato condotto utilizzando in input gli idrogrammi solido-liquidi impiegati nelle prove numero 1, 2 e 3. La concentrazione solida al fondo *Cb* è stata assunta in tutte e quattro le simulazioni numeriche condotte pari a 0,70 (angolo di attrito dinamico ϕ del materiale e sommergenza relativa *Y* di default, vedi paragrafo 8.1).

Dall'analisi dei risultati delle prove condotte, non è emerso un significativo miglioramento nella capacità del codice ai volumi finiti bidimensionale di simulare una dinamica dell'evento di progetto verosimile, ovvero aderente al più probabile comportamento che avrebbe la colata nel sottodominio computazionale di monte (*sottodominio A* di figura 9.2). All'opposto, si sono messe in evidenza ulteriori problematiche. In particolare, per le simulazioni numeriche eseguite utilizzando in input l'idrogramma solido-liquido calcolato mediante il modello di innesco nell'ipotesi che questo abbia la stessa forma dell'idrogramma dei deflussi liquidi contribuenti alla formazione della colata (*modo 1*, vedi paragrafo 6.2), il codice ai volumi finiti bidimensionale simula in corrispondenza della sezione di ingresso delle celle aventi spessori di deposito compresi tra 6.000,00 e 7.000,00 m (vedi figura 9.20 a titolo di esempio).

Tale malfunzionamento del programma potrebbe essere connesso ad un'incapacità nel riuscire a gestire idrogrammi solido-liquidi (sia di forma triangolare con ramo ascendente molto ripido, sia di forma analoga a quella dei deflussi liquidi contribuenti) con portate di picco e concentrazioni solido-volumetriche elevate per pendenze della sezione di ingresso sostenute (come nel caso oggetto di studio). Inoltre, sebbene in proiezione 3D non siano state osservate evidenti alterazioni topografiche nel file di batimetria creato dal pre-processore "grigliatore", alla luce delle problematiche emerse durante il presente lavoro di tesi (vedi paragrafo 8.1) non è da escludere quale possibile causa (o concausa) del comportamento anomalo del codice ai volumi finiti bidimensionale un malfunzionamento del pre-processore stesso nell'operare la rotazione del D.T.M. di partenza.

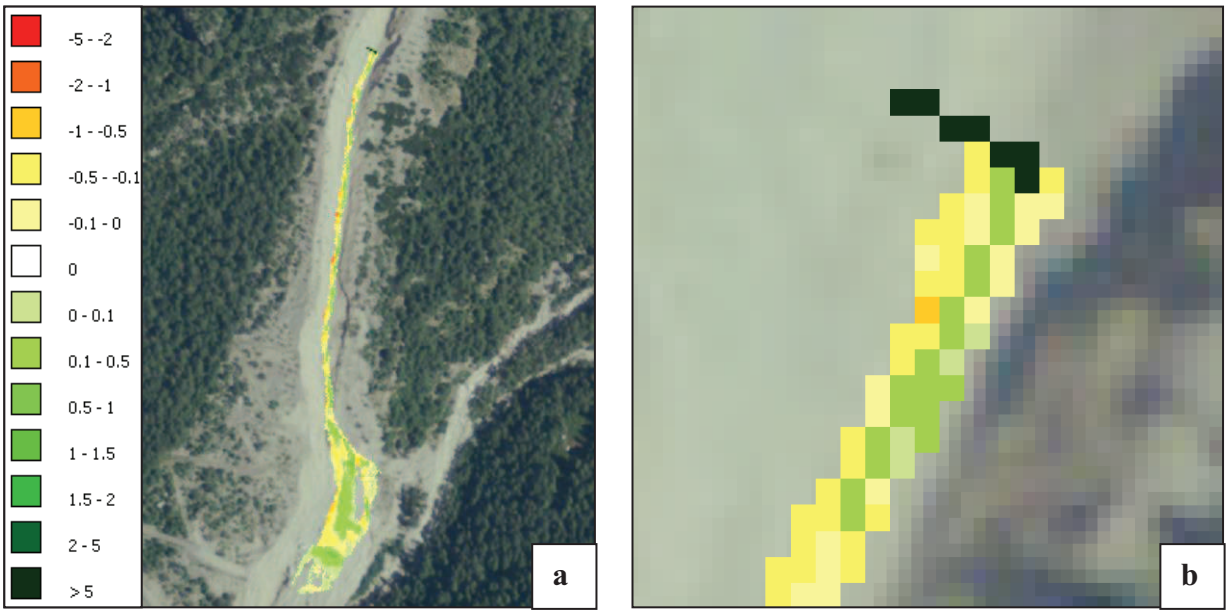


Fig. 9.20: *(a)* carta degli spessori di deposito e delle profondità di erosione simulate dal modello ai volumi finiti bidimensionale utilizzando in input l'idrogramma solido-liquido calcolato mediante il modello di innesco nell'ipotesi che questo abbia la stessa forma dell'idrogramma dei deflussi liquidi contribuenti. *(b)* particolare della sezione di ingresso considerata. Come si osserva, il codice ai volumi finiti bidimensionale simula delle celle con spessori di deposito pari a 6.000-7.000,00 m.

Non essendo stato possibile ottenere dalla modellazione idraulica della colata di Cancìa nel sottodominio di monte (*sottodominio A* di figura 9.2) un idrogramma solido-liquido di output attendibile, la modellazione dell'evento di progetto nel sottodominio di valle (*sottodominio B* di figura 9.2) non è stata eseguita.

Alla luce di ciò, si rimanda al paragrafo 9.3 per un'analisi dettagliata della dinamica della colata detritica di Cancìa alla situazione topo-geo-morfologica attuale.

CONCLUSIONI

Il lavoro svolto nella presente tesi ha avuto come obiettivo quello di verificare la capacità predittiva di due modelli numerici, di cui uno concettuale (il modello di propagazione a celle *D.F.R.M.*) ed uno che risolve le equazioni che governano il moto in ipotesi di distribuzione idrostatica delle pressioni (il modello di propagazione ai volumi finiti bidimensionale *T.R.E.N.T.2D-df*). Tali codici, in base alla morfologia del terreno, all'uso-copertura del suolo[1] e all'idrogramma solido-liquido di entrata, sono in grado di simulare la propagazione di una colata di detrito sia canalizzata che di versante.

In particolare, i modelli numerici suddetti sono stati testati su tre diversi casi studio reali: la colata di detrito di Fiames del 05/07/2006 (BL), la colata di detrito del Rio Lazer del 4/11/1966 (TN) ed infine la colata di detrito del canale di Ravina di Cancìa del 18/07/2009 (BL) durante la quale persero la vita due persone.

Il confronto grafico-analitico dei risultati ottenuti ha messo in evidenza che il modello di propagazione a celle è in grado di simulare la dinamica dei tre eventi di colata presi a riferimento in maniera più aderente alla realtà rispetto al modello di propagazione ai volumi finiti bidimensionale. Uno dei principali motivi di ciò consiste nel fatto che, a differenza del modello di propagazione, il modello a celle permette di considerare parametri di resistenza e di erosione distribuiti in funzione dei diversi usi-categorie del suolo.

In particolare, per il caso studio di Fiames il modello di propagazione a celle ha simulato circa il 90% dell'area con deposito misurato e circa il 70% dell'area con erosione misurata. Di tali superfici, circa il 75% per il deposito e circa il 40% per l'erosione sono state inoltre simulate correttamente per quel che concerne gli spessori di deposito e le profondità di erosione rilevati post-evento. Il modello di propagazione ai volumi finiti bidimensionale ha invece simulato circa il 56% dell'area con deposito misurato e circa il 26% dell'area con erosione misurata. Di tali superfici, circa il 46% per il deposito e circa il 25% per l'erosione sono state inoltre simulate correttamente per quel che concerne gli spessori di deposito e le profondità di erosione rilevati post-evento. Infine, si sottolinea che, mentre il modello di propagazione a celle ha simulato egregiamente tutto il nuovo

[1] Solo per il modello di propagazione a celle.

canale in erosione aperto durante l'evento del 2006, il modello di propagazione ai volumi finiti bidimensionale non è riuscito in alcun modo ad emulare la reale dinamica dei processi erosivi occorsi durante l'evento di colata considerato.

Per il caso studio del Rio Lazer, il modello di propagazione a celle ha simulato circa l'80% dell'area con deposito misurato. Di tale percentuale circa il 30% è stata inoltre simulata correttamente per quel che concerne gli spessori di deposito stimati post-evento. Il modello di propagazione ai volumi finiti bidimensionale ha invece simulato circa il 60% dell'area con deposito misurato. Di tale percentuale circa il 23% è stata inoltre simulata correttamente per quel che concerne gli spessori di deposito stimati post-evento. Inoltre, mentre il modello numerico ai volumi finiti bidimensionale ha concentrato il deposito della fase solida in corrispondenza della sezione di inlet con una conseguente netta sovrastima degli spessori stimati post-evento, il modello numerico a celle è riuscito a simulare una distribuzione degli spessori di deposito più uniforme all'interno del dominio computazionale considerato senza quindi sovrastimare gli spessori stimati post-evento. Infine, si sottolinea che in tutte le simulazioni numeriche eseguite con il codice di propagazione ai volumi finiti bidimensionale sono stati modellati fenomeni erosivi, contrastando quindi sia con le reali dinamiche dell'evento occorso il 4/11/1966 che con i risultati delle simulazioni numeriche condotte con il codice di propagazione a celle. In particolare, con la combinazione parametrica migliore è stato simulato un volume di erosione pari a 13.521,59 m^3 con una profondità di scavo massima pari a -2,80 m.

Per il caso studio di Cancìa, relativamente ai volumi, il modello di propagazione a celle ha sottostimato tanto il volume totale di deposito quanto quello di erosione misurati post-evento. Dall'analisi critica dei risultati è emerso inoltre che nel II° tratto (ovvero nel tratto di canale che và dalla piazza di deposito alta fino a 75 m a monte dello sbarramento) il modello numerico ha sottostimato in maniera marcata sia il volume di deposito che il volume di erosione misurati post-evento, mentre in corrispondenza del I° tratto (ovvero nel tratto di canale che và dalla vasca di deposito terminale fino a 75 m a monte dello sbarramento) sia il volume di deposito che il volume di erosione simulati si avvicinano notevolmente alle volumetrie misurate post-evento. Il modello di propagazione ai volumi finiti bidimensionale ha invece sovrastimato tanto il volume totale di deposito quanto soprattutto quello di erosione. Dall'analisi critica dei risultati è emerso inoltre che nel II° tratto (ovvero nel tratto di canale che và dalla piazza di deposito alta fino a 75 m a monte

dello sbarramento) il volume di deposito simulato si avvicina notevolmente alla volumetria misurata post-evento (è presente invece una netta sottostima del volume di erosione misurato), mentre in corrispondenza del I° tratto (ovvero nel tratto di canale che và dalla vasca di deposito terminale fino a 75 m a monte dello sbarramento) il modello ha sottostimato i volumi di deposito e sovrastimato i volumi di erosione misurati post-evento. Si sottolinea inoltre che il modello ai volumi finiti bidimensionale ha simulato nella zona di conoide estesi processi erosivi, contrastando quindi anche in questo caso sia con la reale dinamica dell'evento occorso il 18/07/2009 che con i risultati delle simulazioni numeriche condotte con il modello di propagazione a celle. Relativamente ai tempi di propagazione, mentre il modello a celle è riuscito a simulare egregiamente sia il lasso temporale che la colata ha impiegato per raggiungere e sormontare lo sbarramento di monte sia il lasso temporale che il flusso ha impiegato una volta raggiunta la vasca terminale ad esondare in conoide, il modello ai volumi finiti bidimensionale ha simulato correttamente solo il lasso temporale che la colata ha impiegato per esondare in conoide una volta raggiunta la vasca terminale.

Tutte le informazioni desunte dalle simulazioni numeriche di back-analisi degli eventi suddetti sono state quindi impiegate per la modellazione della dinamica della colata di detrito di Cancìa in riferimento alla situazione topo-geo-morfologica attuale, considerando un evento di progetto con tempo di ritorno pari a 300 anni.

Dalle simulazioni condotte mediante il modello di propagazione a celle è emerso che il tratto di canale che và dalla soglia in roccia affiorante fino a poco a monte della piazza di deposito alta è soggetto a marcati processi erosivi con volumi potenziali di scavo non superiori a 20.000,00 m³ (profondità di erosione medie simulate comprese tra 4,00 e 7,00 m). Il materiale preso in carico lungo questo tratto di canale contribuisce ad alimentare le colate che generano nella zona di innesco del bacino (da quota 1.666,00 m s.l.m. a quota 1.517,00 m s.l.m.) con conseguente incremento della loro magnitudo. L'area in prossimità della piazza di monte è invece soggetta a processi deposizionali con volumi di invaso massimi non superiori a 4.500,00 m³ (spessori di invaso massimi simulati pari a 5-6,00 m). Il tratto di canale a valle della confluenza, come conseguenza dell'apporto liquido proveniente dall'area del *Bus del Diau*, è invece soggetto a processi erosivi sia in corrispondenza del centro alveo sia soprattutto in corrispondenza del piede delle sponde. Anche il tratto terminale del canale del *Bus del Diau* è risultato essere soggetto ad evidenti

fenomeni erosivi in quanto il rialzo eseguito a seguito dell'evento del 2009 non risulta essere idoneo al totale contenimento di una colata avente tempo di ritorno pari a 300 anni. La zona medio-bassa del bacino di Ravina di Cancìa è invece soggetta a processi deposizionali marcati, con volumi potenziali di deposito non superiori a 55.000,00 m^3 (spessori di deposito medi simulati pari a circa 2,00 m). Tali processi si intensificano soprattutto a valle delle opere trasversali presenti alveo ed in corrispondenza della vasca terminale del canale. Le volumetrie solide massime invasate dalla piazza di deposito bassa non superano i 29.000,00 m^3 (spessori di deposito simulati compresi tra 2,00 e 10,00 m circa con angoli di deposizione variabili tra 6,00 e 8,00°). Si sottolinea infine che la modellazione eseguita mediante il codice di propagazione a celle ha messo in evidenza come ad oggi la vasca di deposito terminale non risulti essere idonea al contenimento di una colata avente tempo di ritorno pari a 300 anni. In particolare, a seguito del riempimento della piazza di valle con conseguente avulsione del flusso in conoide tutta la parte medio-alta dell'abitato di Cancìa è risultata essere soggetta ad evidenti processi deposizionali con spessori massimi simulati pari a 2,00-3,00 m.

Il codice di propagazione ai volumi finiti bidimensionale, tenuto conto sia delle attuali condizioni morfologiche del canale che dei risultati ottenuti mediante il modello di propagazione a celle, non è invece riuscito a simulare una dinamica della colata detritica di Cancìa allo stato attuale verosimile, ovvero aderente al più probabile comportamento che avrebbe l'evento di progetto nel bacino oggetto di studio. Tale malfunzionamento del codice potrebbe essere dovuta ad una incapacità nel riuscire a gestire idrogrammi solido-liquidi con portate di picco e concentrazioni solido-volumetriche elevate per pendenze della sezione di ingresso di valore anch'esse elevate. Inoltre, sebbene in proiezione 3D non siano state osservate evidenti alterazioni topografiche nel file di batimetria creato dal pre-processore "grigliatore", non è da escludere quale possibile causa (o concausa) del comportamento anomalo del codice ai volumi finiti bidimensionale un malfunzionamento del pre-processore stesso nell'operare la rotazione del D.T.M. di partenza.

Durante il presente lavoro di tesi è stata inoltre testata la possibilità di utilizzare l'algoritmo del kriging (Kriging non stazionario) per l'interpolazione di dati topografici desunti dalla Carta Tecnica Regionale (scala 1:5.000) al fine di produrre modelli digitali da impiegare nella modellazione numerica di colate di detrito di versante (o comunque non canalizzate). I risultati delle simulazioni eseguite mediante entrambi i codici di calcolo

utilizzati hanno messo in evidenza come la marcata smussatura delle singolarità topografiche operata dall'algoritmo del kriging non stazionario tenda ad enfatizzare la dispersione di un flusso non canalizzato. Tale tendenza potrebbe essere ad ogni modo limitata integrando il modello digitale costruito in via geostatistica con le principali breaklines topografiche (naturali e/o artificiali) condizionanti la dinamica dell'evento modellato e rilevate direttamente in campo mediante strumentazione topografica (approccio geostatistico univariato "integrato"). Si sottolinea inoltre che, sebbene i modelli digitali costruiti interpolando i dati topografici desunti dalla C.T.R. con metodi deterministici (i.e. triangolazione di *Delaunay*, Inverse Distance Weighted, natural neighbour, etc) descrivano una morfologia territoriale più complessa rispetto a quelli ottenuti in via geostatistica, tale maggiore complessità non essendo necessariamente reale (i.e. presenza di pianori o argini fittizi) potrebbe alterare in maniera rilevante la modellazione della reale dinamica di colate non canalizzate. Per i motivi suddetti, si ritiene che qualora si disponga dei soli dati topografici desunti dalla C.T.R. per la costruzione di modelli digitali da impiegare nella modellazione idraulica di colate di detrito non canalizzate, l'approccio geostatistico univariato "integrato" rappresenta una valida alternativa all'approccio deterministico classico anche se a scapito di una più complessa implementazione.

APPENDICE A: IL KRIGING NON STAZIONARIO

L'algoritmo del *Kriging* viene denominato *stazionario* se il problema della stima di una Variabile Regionalizzata in una localizzazione non campionata viene affrontato assumendo che il campo aleatorio Z d'interesse soddisfi le ipotesi di stazionarietà (stazionarietà del secondo ordine o stazionarietà intrinseca); d'altra parte si ricorre all'algoritmo del Kriging *non stazionario (*altresì noto come algoritmo del *Kriging Universale)* se non si assume che il campo aleatorio Z di interesse soddisfi le ipotesi di stazionarietà.

Più nel dettaglio, il metodo del Kriging non stazionario presupponendo che il campo aleatorio Z oggetto di studio non soddisfi le ipotesi di stazionarietà, modella la Variabile Regionalizzata oggetto di studio come segue (equazione A.1):

$$Z(u) = m(u) + Y(u) \qquad \text{con } u \in D, \qquad \textit{(Eq. A.1)}$$

dove compare:

- una componente deterministica *m(u)*, denominata *trend*, che descrive la variabilità su larga scala (scala regionale) della Funziona Aleatoria Z e che dipende dalla localizzazione spaziale *u* del dominio *D* considerato (difatti nel caso non stazionario si assume la presenza di una variazione sistematica di tale funzione);
- una componente residua *Y(u)*, che descrive le fluttuazioni locali casuali della Funzione Aleatoria Z e che risulta essere per definizione stazionaria del secondo ordine.

In particolare, per quanto concerne il *trend*, si assume che tale componente deterministica del processo sia descritta da una funzione polinominale del tipo (equazione A.2):

$$m(u) = \sum_{l=0}^{L} a_l f_l(u) \qquad \textit{(Eq. A.2)}$$

dove a_l, $l = 0, 1, \ldots, L,$ sono coefficienti incogniti (stimati mediante la tecnica dei minimi quadrati) ed f_l, $l = 0, 1, \ldots, L,$ sono i monomi del polinomio.

Il problema da affrontare consiste nello stimare un campo aleatorio Z in una localizzazione *u* non campionata mediante il seguente stimatore di tipo lineare[1] (equazione A.3):

$$\hat{Z} = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i(u) Z(u_i) \qquad \textit{(Eq. A.3)}$$

I coefficienti (ovvero i pesi da attribuire ai dati campionati) λ_i, *i = 1, 2, ..., n*, sono determinati nel metodo del Kriging in modo che siano rispettate le seguenti condizioni:

- non distorsione (o correttezza) dello stimatore lineare;
- efficienza (o ottimalità) dello stimatore lineare.

In altri termini, i pesi λ_i, *i = 1, 2, ..., n*, dello stimatore Kriging sono scelti in maniera tale che l'errore di stima R(u), definito sottraendo alla stima il valore reale (o meglio, il valore misurato) della variabile aleatoria, presenti Valore Atteso nullo e varianza minima. Nello specifico la condizione di non distorsione dello stimatore richiede che sia nullo il Valore Atteso dell'errore si stima (equazione A.4)

$$E\left[\hat{Z}(u) - Z(u)\right] = 0 \qquad \textit{(Eq. A.4)}$$

A partire dall'espressione A.4, ricorrendo alle proprietà del Valore Atteso (linearità e combinazione lineare di più funzioni di una variabile aleatoria) e ricordando la funzione polinominale che descrive il *trend* (equazione A.2) si ottiene la seguente espressione A.5;

$$\sum_{l=0}^{L} a_l \left[\sum_{i=1}^{n} \lambda_i(u) f_l(u_i) - f_l(u) \right] = 0 \qquad \textit{(Eq. A.5)}$$

Tale condizione nel caso non stazionario si ottiene per qualsiasi dei coefficienti incogniti a_l, *l = 0, 1, ..., L,* imponendo (L+1) condizioni sugli *n* pesi λ_i, *i = 1, 2, ..., n* (equazione A.6):

[1] Per definizione lo stimatore *Kriging di Z(u)* nella localizzazione *u* non campionata altro non è che una particolare combinazione lineare delle variabili aleatorie campionate $Z(u_1), Z(u_2), ..., Z(u_n)$ che, nella classe degli stimatori lineari soddisfa le proprietà di correttezza ed efficienza. Il Kriging risulta essere altresì un interpolatore esatto e ciò evidenzia come l'algoritmo stesso sia costruito in maniera tale da calcolare i pesi ottimalmente (nei siti campionati la stima coincide difatti con il valore misurato della variabile aleatoria perciò la varianza di stima sarà nulla).

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i(u) f_l(u_i) = f_l(u) \qquad \text{con } l = 0, 1, 2, ..., L, \qquad \textit{(Eq. A.6)}$$

Inoltre se si intende garantire che lo stimatore lineare $\hat{Z}(u)$, sia non soltanto corretto per Z(u), ma anche efficiente, occorre individuare quei pesi λ_i, *i = 1, 2, ..., n* che, nel rispetto del vincolo di non distorsione , rendano minima la varianza dell'errore R(u). Assegnata dunque la funzione che esprime la varianza dell'errore (equazione A.7) è necessario individuarne il minimo, rispetto ai coefficienti λ_i, *i = 1, 2, ..., n,* vincolato alla condizione di non distorsione dello stimatore.

$$Var\left[R(u)\right] = \sigma^2 + \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} \lambda_i(u)\lambda_j(u)C_{ij} - 2\sum_{i=1}^{n} \lambda_i(u)C_{i0}(u) \qquad \textit{(Eq. A.7)}$$

dove

$\sigma^2 = Var\left[Y(u)\right] = C(0)$ è la varianza della componente residua;

$C_{ij} = C_Y(u_i - u_j)$ è la covarianza tra i punti campionati (riferita alla sola componente residua della VR);

$C_{i0}(u) = C_Y(u_i - u)$ è la covarianza tra i punti campionati e il punto oggetto di inferenza (riferita alla sola componente residua della VR).

Per risolvere tale problema di minimo vincolato si fa ricorso al metodo dei moltiplicatori di Lagrange; in particolare si ricercano i punti stazionari della seguente funzione langragiana (equazione A.8):

$$\zeta(\lambda_1, \lambda_2, ..., \lambda_n, \mu_0, \mu_1, ..., \mu_L) = \underbrace{\sigma^2 + \sum_{\cdot}\sum_{\cdot} \lambda_i(u)\lambda_j(u)C_{ij} - 2\sum_{\cdot} \lambda_i(u)C_{i'}(u)}_{Var[R(u)]} + \underbrace{2\sum_{\cdot}^{L} \mu_l(u)\left[\sum_{\cdot}^{n} \lambda_i(u) f_l(u_i) - f_l(u)\right]}_{Vincoli} \qquad \textit{(Eq. A.8)}$$

Per il calcolo dei punti stazionari di tale funzione di più variabili è necessario annullare le sue derivate parziali prime rispetto alle incognite λ_i, *i=1, 2, ..., n,* e μ_l, *l=0, 1,...,L* . Di conseguenza occorre risolvere il seguente sistema lineare denominato *sistema delle equazioni del Kriging non stazionario o Kriging Universale:*

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \zeta}{\partial \lambda_i} = 0 \rightarrow \sum_{j=1}^{n} \lambda_j(u) C_{ij} + \sum_{l=0}^{L} \mu_l(u) f_l(u_i) = C_{i0}(u) & \text{con } i=1, 2, \ldots, n, \\ \dfrac{\partial \zeta}{\partial \mu} = 0 \rightarrow \sum_{i=1}^{n} \lambda_i(u) f_l(u_i) = f_l(u) & \text{con } l=0, 1, \ldots, L. \end{cases}$$

oppure, analogamente, espresso in termini di funzione semi-variogramma *(γ)*[2]*:*

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \zeta}{\partial \lambda_i} = 0 \rightarrow \sum_{j=1}^{n} \lambda_j(u) \gamma_{ij} - \sum_{l=0}^{L} \mu_l(u) f_l(u_i) = \gamma_{i0}(u) & \text{con } i=1, 2, \ldots, n, \\ \dfrac{\partial \zeta}{\partial \mu} = 0 \rightarrow \sum_{i=1}^{n} \lambda_i(u) f_l(u_i) = f_l(u) & \text{con } l=0, 1, \ldots, L. \end{cases}$$

Questo sistema lineare[3] di (n+L+1) equazioni in (n+L+1) incognite può essere espresso in forma matriciale come riportato dall'equazione A.9 seguente:

$$C \cdot w = D \qquad \textit{(Eq. A.9)}$$

dove

C rappresenta la matrice dei coefficienti (ovvero la matrice delle covarianze dei residui e dei monomi che definiscono la forma polinominale del *trend*);

w è il vettore delle (n+L+1) incognite;

D è il vettore dei termini noti (ovvero il vettore delle covarianze tra i punti campionati e il punto oggetto di inferenza; in riferimento alla sola componente residua della VR).

[2] Evidentemente è necessario ricorrere al sistema del *Kriging non stazionario* in termini di semi-variogramma nel caso in cui si ipotizzi che la componente residua soddisfi le ipotesi intrinseche e non quelle di stazionarietà del secondo ordine.

[3] Come si evince dai sistemi lineari presentati, il metodo del *Kriging non stazionario* richiede la contemporanea conoscenza della struttura del *trend* e di una delle due funzioni strutturali (covarianza o semi-variogramma) relative alla componente residua. Ciò comporterebbe la stima simultanea del *trend* e del semi-variogramma (o covariogramma) dei residui direttamente dalle osservazioni campionarie (dati grezzi). In questo caso la stima ottenuta potrebbe risultare poco attendibile. Per la soluzione di questo problema spesso nella pratica la stima della funzione covariogramma o semi-variogramma dei residui viene effettuata modellizzando tale funzione direttamente sui dati grezzi (non detrendizzati) lungo la direzione ortogonale a quella del *trend*.

Se la matrice C è invertibile la soluzione del sistema risulta essere la seguente (equazione A.10):

$$w = C^{-1} \cdot D \qquad \textit{(Eq. A.10)}$$

I pesi λ_i, $i = 1, 2, ..., n$ ottenuti risolvendo il sistema delle equazioni del Kriging non stazionario consentono di determinare una stima ottimale di Z(u) nella localizzazione u non campionata.

Infine è da sottolineare che la stima derivante dall'utilizzo dell'algoritmo del *Kriging Universale* può essere associata ad una misura d'incertezza corrispondente al valore minimo della varianza dell'errore, ovvero (equazione A.11):

$$\min\{Var[R(u)]\} = \sigma^2 - \sum_{i=1}^{n} \lambda_i(u) C_{i0}(u) - \sum_{l=0}^{L} \mu_l(u) f_l(u) \qquad \textit{(Eq. A.11)}$$

L'errore standard σ_e della stima effettuata dall'algoritmo corrisponderà alla radice quadrata della varianza di stima. In ogni punto del dominio D considerato è quindi possibile applicare l'algoritmo sia per effettuare l'inferenza sulla caratteristica oggetto di studio sia per determinare gli errori standard delle stime. Sarà dunque possibile ottenere due mappe, la prima caratterizzata dalla stima e la seconda che mostra la distribuzione dell'errore standard della stima intorno ai punti non campionati[4]. Assumendo che gli errori di stima siano distribuiti normalmente intorno al valore vero, è possibile utilizzare l'errore standard di predizione come fascia di confidenza intorno al valore stimato dall'algoritmo del Kriging (i.e. la probabilità che il valore vero della VR considerata ricada tra $\pm 1\sigma_e$ rispetto al valore stimato è del 68%).

[4] In tale mappa è lecito attendersi che nelle aree in cui esistono pochi punti di osservazione gli errori mostrino valori elevati (il che indica che la stima è soggetta ad una grande variabilità). Al contrario, in aree dove esistono molti punti di controllo la mappa degli errori presenterà valori bassi, e nei punti di controllo l'errore sarà molto vicino a zero.

APPENDICE B: IL MODELLO A CELLE D.F.R.M. *"DEBRIS FLOW ROUTING MODEL"*

Nel presente appendice viene fornita una descrizione dettagliata del modello matematico e numerico del codice di propagazione delle colate di detrito *D.F.R.M.*

B.1 DESCRIZIONE DEL MODELLO

Uno dei modelli utilizzati per simulare la propagazione delle colate detritiche oggetto di studio è quello proposto da *Gregoretti et al. (2011).* Questo modello è stato presentato alla *5th International Conference on Debris- Flow Hazards: Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment* che si è tenuta a Padova nel periodo 14-17 Giugno 2011.

Nel dettaglio, il codice di calcolo utilizzato nel presente lavoro di tesi è stato scritto da *Gregoretti (2012)* ed è una versione aggiornata rispetto a quella presentata nel 2011. Una versione parziale di questo modello ed utilizzabile per la simulazione di soli eventi di piena liquida (solo fase fluida) dal dicembre 2012 è un applicativo dal nome *IDRA2D* del software AdB-Toolbox (Autorità di Bacino) scaricabile gratuitamente dal sito web del portale cartografico nazionale del Ministero dell'Ambiente (www.pcn.miniambiente.it). La versione integrale del modello verrà anch'essa trasformata in un applicativo del software AdB-Toolbox entro Maggio 2015.

Il modello di *Gregoretti et al. (2011)* è di tipo a celle. I modelli a celle, in precedenza, sono stati utilizzati per descrivere e/o delineare la propagazione di piene in zone rurali di ampia estensione *(Zanobetti et al., 1970)*, nelle aree urbane *(Riccardi, 1997; Mascarenhas & Miguez, 2002; Miguez et al., 2009)*, nei bacini montani per il trasporto dei sedimenti *(Jain, 2005)*. Successivamente anche *Chiang et al., (2012)* hanno utilizzato un modello a celle per simulare la propagazione delle colate di detrito.

Nel modello di *Gregoretti et al. (2011)*, il campo di moto viene suddiviso in celle quadrate ed il mezzo è ipotizzato continuo e monofase. Il deflusso tra celle adiacenti viene schematizzato con leggi di moto uniforme e di stramazzo in parete grossa in base al dislivello topografico tra le celle stesse. L'erosione ed il deposito vengono stimati adattando la legge empirica di *Egashira & Ashida (1987)* ad un continuo monofase. Sia l'erosione che il deposito vengono calcolati unicamente lungo la direzione di massima

pendenza. Poiché si è osservato (misure di campo) che l'erosione avviene durante il passaggio del fronte, questa viene simulata dal modello solo nelle celle per cui la profondità del flusso risulta crescente. Il confronto tra i risultati del modello a celle con quelli del modello commerciale maggiormente utilizzato FLO-2D riguarda la simulazione dell'evento di colata detritica avvenuto in ambito dolomitico sul bacino del Rio Lazer il 4 novembre 1966. Tale raffronto mostra che il modello a celle riproduce più correttamente la distribuzione delle aree e degli spessori dei sedimenti depositati e rilevati post-evento *(Gregoretti et al., 2011)*. La versione aggiornata del modello è bifase, ovvero per ogni cella e ad ogni istante temporale il bilancio di massa della fase solida e della fase liquida è analizzato separatamente. Per il trasporto si utilizza la stessa equazione ipotizzando che fase solida e fase liquida abbiano la stessa velocità (nessuno sfasamento di velocità tra la fase liquida e quella solida né in termini direzionali né in termini di modulo del vettore velocità).

Il modello di *Gregoretti et al. (2011)* simula la propagazione di una colata detritica in regime granulo-inerziale. Il regime granulo-inerziale è quello che contraddistingue il flusso congiunto di acqua e sedimenti, nel quale i sedimenti sono soggetti a continui ed istantanei urti reciproci a causa della natura turbolenta del moto (regime collisionale). Al regime granulo-inerziale si contrappone il regime macro-viscoso in cui le particelle solide scorrono le une sulle altre (regime frizionale). Il regime macro-viscoso è caratterizzato da basse velocità, per permettere appunto lo scorrimento delle particelle solide le une sulle altre, è innescato da un deflusso liquido superficiale che si mantiene poco al di sopra del valore critico e trasporta, nel caso di materiale solido costituito da ghiaia, volumetrie solide contenute. Aumentando il deflusso liquido superficiale aumentano sia le velocità che il volume solido eroso ed inglobato nella corrente, per cui il regime di moto diviene granulo-inerziale. Tale regime inerziale è caratterizzato da alte velocità ed è causato da deflusso liquido superficiale di molto superiore al valore critico che permette l'erosione e trasporto di elevate quantità di materiale solido.

B.2 IMPLEMENTAZIONE DEL MODELLO

Il campo di moto viene discretizzato tramite le celle quadrate del DTM e si assume il miscuglio solido-liquido continuo. Il moto del miscuglio solido-liquido viene determinato

imponendo la conservazione della massa e della quantità di moto allo scambio di massa e quantità di moto tra ogni singola cella del DTM e quelle che la circondano.

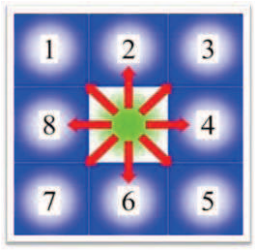


Fig. B.1: schema delle direzioni di propagazione del moto.

Si assumono quindi per ogni cella otto direzioni di deflusso, corrispondenti alle otto celle che la circondano (figura B.1) allo stesso modo del programma commerciale FLO-2D, coerentemente con uno dei possibili schemi adottati nei modelli agli automi cellulari *(Deangeli & Segre, 1995)*. Le ipotesi alla base del modello sono:

- miscuglio solido-liquido continuo e mono-fasico;
- scambio di massa e quantità di moto regolato da leggi 1D tra una cella ed ognuna delle otto che la circondano;
- la superficie libera di una cella viene considerata orizzontale;
- otto possibili direzioni di deflusso;
- la sezione di deflusso da una cella ad una qualsiasi dei quelle adiacenti è inizialmente assunta rettangolare di base pari al lato della cella stessa;
- il volume di miscuglio contenuto in una cella è funzione della profondità;
- lo scambio di massa tra celle è simultaneo per ogni singolo passo temporale;
- lo scambio di massa tra celle contigue dipende dalla differenze di livello tra celle;
- lo schema di calcolo è esplicito ed il passo di calcolo temporale viene determinato imponendo la condizione di stabilità di Courant.

B.2.1 L'equazione di continuità

Le due ipotesi fondamentali alla base dell'equazione di continuità sono: a) il volume V_{it} della cella *i* al tempo *t* è uguale alla profondità della cella al tempo *t* moltiplicata per l'area di base della cella; b) la portata che viene scambiata tra due celle nel passo

temporale di calcolo Δt dipende unicamente dai livelli delle celle. In forma differenziale l'equazione di continuità risulta (equazione B.1):

$$A\frac{dh}{dt} = Ai_{b,i} - \sum_{k=1}^{8} Q_{i,k} \qquad (Eq.\ \ B.1)$$

dove Q_{ik} è la portata scambiata dalla cella *i* con la cella *k* ed è assunta positiva se si ha trasferimento di massa dalla cella *i* alla cella *k* e negativa se viceversa; $i_{b,i}$ è la velocità di erosione o deposito del fondo della cella *i* assunta positiva nel caso di erosione e negativa nell'altro.

B.2.2 Deflusso tra celle adiacenti

Il deflusso tra celle adiacenti dipende dai dislivelli delle quote della superficie libera e delle quote topografiche delle celle. Trascurando i termini inerziali nelle equazioni che regolano il moto si può schematizzare che il deflusso avvenga a gravità se una cella ha entrambe le quote (altimetrica e della superficie libera) superiori od inferiori a quella adiacente mentre a stramazzo se una cella ha quote (altimetrica e della superficie libera) rispettivamente inferiore e superiore a quelle della cella adiacente o viceversa (figura B.2).

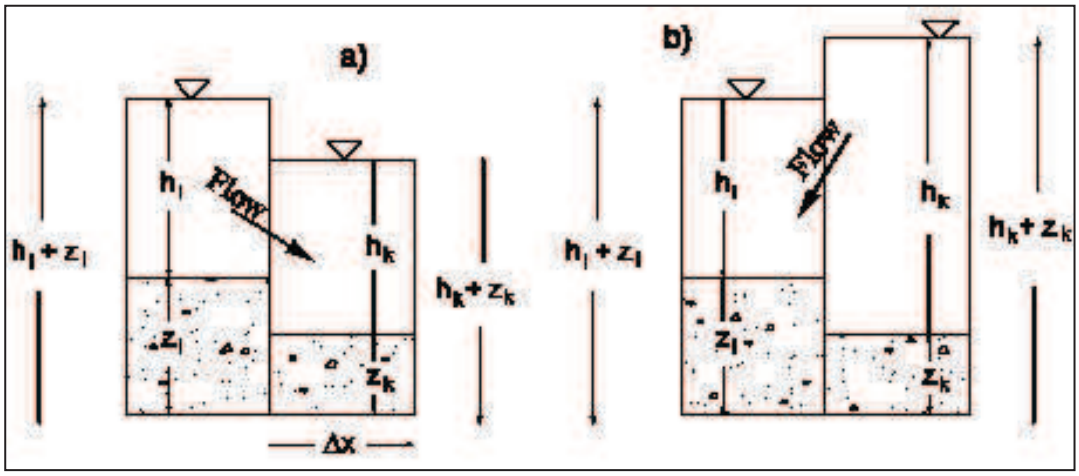


Fig. B.2: schema del deflusso tra una cella e quella adiacente.

Le equazioni che regolano il moto nei due casi sono rispettivamente (equazione B.2 e B.3):

$$Q_{i,k} = C_H \, h_i \, \Delta x \, w_{i,k} \sqrt{g h_i \sin \vartheta_{i,k}} \qquad \textit{(Eq. B.2)}$$

$$Q_{i,k} = 0.385 \, \Delta x \, s_{i,k} \sqrt{2g} \left(h_i - h_k \right)^{1.5} \qquad \textit{(Eq. B.3)}$$

dove C_H è il coefficiente di conduttanza *(Seminara & Tubino, 1993)*, Δx è il lato della cella del DTM, $sen\vartheta_{i,k}$ è il seno dell'angolo tra il baricentro della cella *i* e quello della cella *k*, $w_{i,k}$ e $s_{i,k}$ sono due funzioni peso (equazione B.4 e B.5):

$$w_{i,k} = \frac{sen\,\vartheta_{i,k}}{\sum_{k=1}^{n} sen\,\vartheta_{i,k}} \qquad \textit{(Eq. B.4)}$$

$$s_{i,k} = \frac{h_i - h_k}{\sum_{k=1}^{m} h_i - h_k} \qquad \textit{(Eq. B.5)}$$

essendo *n* ed *m* il numero di celle per cui $sen\vartheta_{i,k}$ e $h_i - h_k$ risultano positivi. Le funzioni peso dipendono della forzante del moto (dislivelli topografico e della superficie libera) e sono introdotte per ridurre la larghezza del deflusso da una cella all'altra che è inizialmente pari al lato stesso delle cella, per tener conto della non uni-direzionalità del moto.

B.2.3 Erosione e deposito

L'erosione e deposito vengono modellati tramite l'equazione empirica di *Egashira e Ashida (1987)* che nel caso di flusso unifase diventa (equazione B.6):

$$i_{b,i} = K\sum_{i=1}^{m+n} U_{i,k} \tan\left(\vartheta_{i,k} - \vartheta_{LIM}\right) \qquad \textit{(Eq. B.6)}$$

dove K è una costante empirica compresa tra 0 e 1 ed assume valori diversi rispettivamente per l'erosione ed il deposito; $U_{i,k}$ è la velocità media corrispondente alla portata $Q_{i,k}$; $\vartheta_{i,k}$ è l'angolo tra il baricentro della cella i e quello della cella k nel caso di deflusso a gravità ed è l'angolo tra i baricentri delle quote della superficie libera diminuito dell'inclinazione del fondo tra le stesse nel caso di deflusso a stramazzo; ϑ_{LIM} è l'angolo limite per erosione e deposito: assume valori diversi in dipendenza di erosione e deposito. L'erosione avviene per valori di $\vartheta_{i,k}$ superiori a ϑ_{LIM} e per valori di $U_{i,k}$ superiori a U_{LIM-E}. Il deposito invece avviene per valori di $\vartheta_{i,k}$ inferiori a ϑ_{LIM} e per valori di $U_{i,k}$ inferiori a U_{LIM-D}. L'erosione ed il deposito vengono simulati per profondità superiori ad h_{LIM}.

L'erosione viene calcolata solo se la profondità aumenta, coerentemente con quanto osservato da *Berger et al. (2011)* e se la concentrazione media del miscuglio risulta inferiore a $0.9\,C*$. Analogamente il deposito viene calcolato se la concentrazione media del miscuglio risulta superiore a 0.05.

B.2.4 Struttura dell'algoritmo

Le celle del DTM vengono suddivise in celle di entrata, di deflusso e di uscita. Le celle di entrata sono le celle in cui si immette l'idrogramma solido-liquido della mistura, le celle di deflusso sono quelle in cui si ha la propagazione e le celle di uscita quelle in cui si permette l'uscita dal dominio di calcolo del flusso simulato. Al primo passo temporale si ha il riempimento delle sole celle di entrata. Al secondo passo temporale si ha la propagazione nelle celle di deflusso circondanti le celle di entrata, al terzo si ha la propagazione nelle celle di deflusso circondanti le celle di deflusso "bagnate" al secondo passo temporale e così via (figura B.3). Le coordinate delle celle "bagnate" per la prima volta durante uno stesso passo temporale vengono immagazzinate sequenzialmente in un unico vettore. Il deflusso tra celle corrispondente ad un passo temporale viene infatti calcolato sequenzialmente a partire dalle celle di entrata. Ad un istante generico si calcola il deflusso dalle celle di entrata a quelle bagnate per prime (al secondo passo temporale), poi il deflusso tra queste a quelle bagnate per seconde (al terzo passo temporale) e così via.

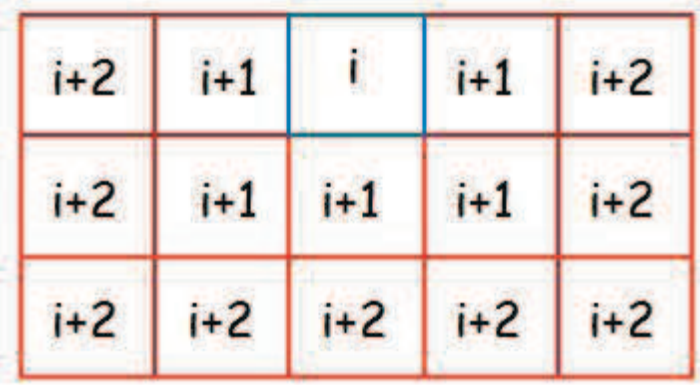


Fig. B.3: schema sequenziale del deflusso tra celle adiacenti ai passi temporali i, i+1 e i+2.

Il passo temporale viene calcolato imponendo che il numero di Courant sia inferiore od uguale a 0.95 in tutto il dominio di calcolo. Tale imposizione non ha carattere di stabilità numerica ma di rispetto della fisica di propagazione. Lo schema di calcolo è esplicito, ovvero, il deflusso tra celle e l'erosione/deposito viene calcolato in base ai valori assunti dalle diverse variabili primitive all'istante precedente. L'equazione B.1 integrata nel tempo diviene quindi (equazione B.7):

$$h_i^{t+\Delta t} = h_i^t + \left[i_{b,i}^t - \frac{1}{A_i} \sum_{k=1}^{8} Q_{i,k}^t \right] \Delta t \qquad \textit{(Eq. B.7)}$$

Lo schema si riassume nel calcolare cella per cella il deflusso in uscita tramite le equazioni B.2 e B.3: per ogni cella si calcolano i contributi di deflusso per gravità verso le celle che la circondano che hanno quota del fondo e della superficie libera inferiore e quelli per efflusso a stramazzo verso le celle a quota altimetrica superiore ma con quota della superficie libera inferiore. Alla fine del ciclo di calcolo per la singola cella si verifica che il volume in uscita sia inferiore od al limite uguale a quello pre-esistente diminuendo nel caso contrario in modo proporzionale tutti i contributi uscenti. Alla fine del ciclo di calcolo relativo a tutte le celle si aggiornano le quote sommando per ognuna di esse tutti i contributi di uscita (negativi) ed entrata (positivi) imponendo che la quota finale della superficie libera in una cella non sia inferiore a quelle delle celle adiacenti e riceventi per evitare fenomeni di oscillazione. Terminato il calcolo del deflusso intercella si calcola l'erosione od il deposito relativo ad ogni cella moltiplicando la velocità di erosione con il passo temporale. La velocità di erosione/deposito viene calcolata per la direzione di massima pendenza in cui si ha deflusso uscente tramite l'equazione B.6. Nel caso di

deflusso a gravità l'angolo $\vartheta_{i,k}$ è quello individuato dall'inclinazione rispetto all'orizzontale della linea congiungente i baricentri topografici delle due celle, mentre nel deflusso a stramazzo l'angolo $\vartheta_{i,k}$ è quello relativo al dislivello tra le quote della superficie libera delle due celle diminuito dell'inclinazione del fondo tra le stesse. In assenza di deflusso uscente (ad esempio in una depressione) si assume che tutto il volume depositi.

I valori della velocità di erosione/deposito calcolati per ogni direzione sono già pesati tramite il termine di velocità $U_{i,k}$. Si controlla, quindi, che il prodotto delle velocità di deposito con il passo temporale non comporti un volume superiore a quello presente sulla cella, in tal caso si assume un deposito pari al solo volume presente. Si aggiornano, quindi, sia le profondità che le quote del fondo.

Le condizioni al contorno sono rappresentate dalle celle sorgenti e dalle celle situate sul bordo del dominio di calcolo. Le prime non sono soggette ad erosione e hanno ugual idrogramma di entrata. Per le seconde il flusso in uscita viene calcolato senza funzioni peso nella direzione di massimo deflusso tramite l'equazione B.2 se la cella risulta con una quota minore di almeno una di quelle che la circondano e tramite l'equazione B.3 altrimenti.

Ci sono, inoltre, altre due profondità "parametriche": h_{ROUT} e h_{ER}. La prima è la profondità minima perché si abbia deflusso da una cella verso l'adiacente, per evitare la propagazione di profondità molto piccole (< 0.01 m) che sarebbe un assurdo fisico. La seconda, analogamente è la profondità minima affinché si abbia erosione.

Vi è, infine, un angolo limite di inclinazione al fondo (valore di default 5°) al di sotto del quale la colata di detrito non si riesce a propagare per il deposito della gran parte della fase solida trasformandosi in una corrente liquida con trasporto solido ordinario. Al di sotto di tale angolo, il modello per simulare il deposito della gran parte della fase solida amplifica il coefficiente empirico *K* di deposito.

APPENDICE C: IL MODELLO AI VOLUMI FINITI BIDIMENSIONALE *"T.R.E.N.T.2D-DF" (TRANSPORT IN RAPIDLY EVOLUTIVE NATURAL TORRENT)*

Nel presente allegato viene fornita una descrizione di sintesi del modello matematico adottato nel codice di calcolo *Transport in Rapidly Evolutive Natural Torrent (T.R.E.N.T.2D-df; Armanini et. al, 2009)*. Viene inoltre fornito un breve cenno al modello e allo schema numerico rimandando alla bibliografia per ulteriori approfondimenti.

C.1 CENNI AL MODELLO MATEMATICO E NUMERICO DEL CODICE T.R.E.N.T.2D-df

T.R.E.N.T.2D-df è un codice numerico sviluppato presso il C.U.D.A.M. (Centro Universitario per la Difesa idrogeologica dell'Ambiente Montano) di Trento per la simulazione delle colate di detrito e delle correnti iperconcentrate in generale.

Il modello matematico che sta alla base del codice di calcolo *T.R.E.N.T.2D-df* si basa sulle ipotesi che il comportamento della colata di detrito sia quello di una mistura bifasica (fase solida più fase liquida) in cui non via sia sfasamento di velocità tra la fase liquida e quella solida né in termini direzionali né in termini di modulo del vettore velocità media sulla verticale al moto. Una caratteristica fondamentale di questo codice è il fatto di considerare in maniera del tutto accoppiata la dinamica della mistura solido-liquida con quella dell'evoluzione morfologica del fondo alveo (modello a fondo mobile).

Le equazioni di riferimento del modello matematico si riferiscono a quantità medie sulla profondità della colata di detrito (sistema C.1). Si tratta dunque di un approccio bidimensionale mediato sulla verticale. Esse derivano dall'equazione di conservazione della massa della mistura solido-liquida, dalla conservazione della sola fase solida ed infine dall'equazione di conservazione della quantità di moto della mistura nelle direzioni x e y di un sistema di coordinate cartesiane (x, y, z) dove x e y sono gli assi orizzontali e z è l'asse verticale diretto verso l'alto (figura C.1).

$$
\begin{cases}
\dfrac{\partial}{\partial t}(z_b + h) + \dfrac{\partial}{\partial x}(hu_x) + \dfrac{\partial}{\partial y}(hu_y) = 0 \longrightarrow \text{bilancio di massa mistura} \\
\dfrac{\partial}{\partial t}(c_b z_b + ch) + \dfrac{\partial}{\partial x}(chu_x) + \dfrac{\partial}{\partial y}(chu_y) = 0 \longrightarrow \text{bilancio di massa fase solida} \\
\dfrac{\partial}{\partial t}(\rho_m hu_x) + \dfrac{\partial}{\partial x}(\rho_m hu_x^{\,2}) + \dfrac{\partial}{\partial y}(\rho_m hu_x u_y) + \\
-\dfrac{\partial}{\partial x}(\bar{\sigma}_{xx}) - \dfrac{\partial}{\partial y}(\bar{\tau}_{yx}) + r\sigma_{bx} + r\tau_{bx} = 0 \longrightarrow \text{bilancio della quantità di moto lungo } x \\
\dfrac{\partial}{\partial t}(\rho_m hu_y) + \dfrac{\partial}{\partial x}(\rho_m hu_x u_y) + \dfrac{\partial}{\partial y}(\rho_m hu_y^{\,2}) + \\
-\dfrac{\partial}{\partial x}(\bar{\tau}_{xy}) - \dfrac{\partial}{\partial y}(\bar{\sigma}_{yy}) + r\sigma_{by} + r\tau_{by} = 0 \longrightarrow \text{bilancio della quantità di moto lungo } y
\end{cases}
$$

sistema C.1

dove $\rho_m = \rho_S c + \rho_w(1-c)$ è la densità della mistura, ρ_W è la densità dell'acqua e ρ_S è la densità della frazione solida, h è la profondità del flusso misurata lungo la direzione z, c è la concentrazione mediata sulla profondità, c_b è la concentrazione di massimo impaccamento del sedimento presente sul fondo alveo, z_b è la quota del fondo mobile, g è l'accelerazione di gravità, $\bar{\sigma}_{xx}, \bar{\sigma}_{yy}, \bar{\tau}_{xy}$ sono gli sforzi normali e tangenziali mediati che agiscono lungo la profondità in cui il primo pedice rappresenta la direzione normale alla superficie su cui agiscono ed il secondo la direzione dello sforzo, $\sigma_{bz}, \sigma_{by}, \tau_{bx}, \tau_{by}$ sono le componenti dello sforzo normali e tangenziali al fondo, u_x, u_y sono le componenti del vettore velocità mediate lungo la profondità, $r = \sqrt{1 + tg^2\alpha_x + tg^2\alpha_y}$ è un parametro che tiene conto della pendenza del fondo alveo rispetto al piano orizzontale (x, y) dove α_x, α_y sono gli angoli che il piano tangenziale al fondo forma con l'asse x e y rispettivamente.

Come si nota, il numero di equazioni che compongono il sistema C.1 è inferiore al numero di incognite del problema. Pertanto, per poter procedere con l'integrazione di tale sistema è necessario introdurre delle ulteriori equazioni in numero tale da equiparare il quello di incognite (relazioni di chiusura).

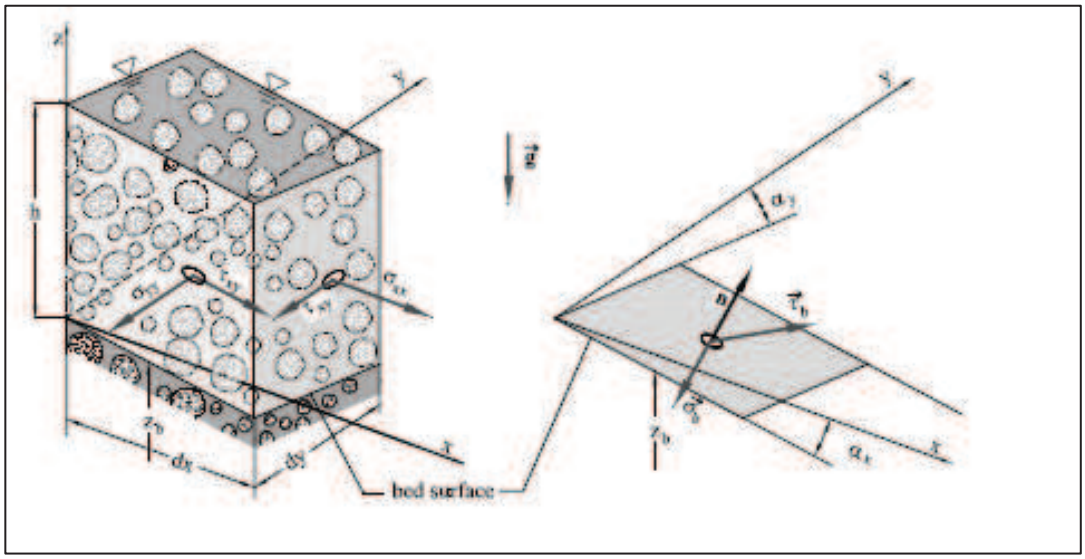


Fig. C.1: Sistema di riferimento adottato nella modellazione e definizione delle variabili.

Nello specifico, le relazioni che vengono introdotte riguardano il legame tra le grandezze fondamentali del moto (tirante, componenti del vettore velocità lungo x e y, quota del fondo alveo) e le componenti degli sforzi agenti sul volume di controllo di riferimento (figura C.1), nonché una relazione che esprima la concentrazione della fase solida nella mistura. Queste relazioni derivano da assunzioni reologiche, fenomenologiche nonché da alcune esigenze numeriche. Nel seguito si riportano le due relazioni di chiusura ritenute più importanti ai fini della caratterizzazione del codice di calcolo (rimandando alla bibliografia per una più completa analisi dello stesso):

- equazione di chiusura reologica per lo stress al fondo $\bar{\tau}_b$.

Le relazioni che esprimono lo sforzo tangenziale al fondo $\bar{\tau}_b$ sono normalmente derivate da relazioni di moto uniforme (condizione di equilibrio locale degli sforzi). Nel caso di colata di detrito in regime granulo-inerziale le relazioni di riferimento sono quelle proposte da *Bagnold (1954)* e successivamente modificate da *Takahashi (1978)* sulla base di dati sperimentali. Assumendo sfasamento nullo (sia in modulo che in direzione) tra il vettore velocità della fase liquida della mistura ed il vettore velocità della fase solida, la validità della relazione scalare proposta da Bagnold può essere estesa ad una formulazione vettoriale 2D (equazione da C.2 a C.4).

$$\frac{\bar{\tau}_b}{\rho_w} = F(|u|, h)u \qquad \textit{(Eq. C.2)}$$

dove il termine di attrito $F(|u|,h)$ è dato da:

$$F(|u|,h) = \frac{25}{4}\frac{\rho_s}{\rho_w} sen\phi_d \frac{\lambda^2}{Y^2}|u| \qquad \textit{(Eq. C.3)}$$

con

$$\lambda = \left[\left(\frac{c_b}{c}\right)^{1/3} - 1\right]^{-1} \qquad \text{e} \qquad Y = \frac{h}{d_{50}\sqrt{a}} \qquad \textit{(Eq. C.4)}$$

dove λ è la concentrazione lineare, ϕ_d è l'angolo di attrito dinamico del materiale, Y è un parametro di sommergenza che si assume caratteristico della simulazione (la cui taratura può essere ottenuta mediante una serie di test sperimentali sul materiale prelevato dal bacino oggetto di studio), *h* è il tirante, *d* è la dimensione caratteristica del grano, *a* è la costante che Bagnold assume pari a 0,042 e Takahashi stima uguale a 0,320.

- equazione di chiusura per la concentrazione della fase solida nella miscela.

L'ipotesi che sta alla base della relazione di chiusura relativa alla concentrazione è l'ipotesi di *adattamento immediato*. In sostanza si assume che la concentrazione dei sedimenti sia uguale alla capacità di trasporto, pari cioè alla concentrazione che avrebbe una colata di detrito in moto uniforme con velocità e profondità pari ai valori istantanei e locali di velocità e profondità. La relazione di riferimento adottata deriva da quella proposta da Takahashi valida per colate in regime granulo-inerziale (equazione C.5).

$$c = \frac{d}{h}\cdot\frac{1+tg\alpha}{\cos\alpha}\cdot\frac{|\tau_b|}{g\rho_w d}\cdot\left(1-c_1\frac{|\tau_b|}{\tau_c}\right)\cdot\left(1-c_1\sqrt{\frac{|\tau_b|}{\tau_c}}\right) \qquad \textit{(Eq. C.5)}$$

dove c_1 è una costante e τ_c è lo sforzo critico per il moto incipiente del sedimento.

La relazione di riferimento, come sopra introdotto, deriva dalla equazione C.5 sotto l'ipotesi che lo sforzo tangenziale la fondo sia molto maggiore dello sforzo tangenziale critico per il moto incipiente del sedimento. Assumendo inoltre che lo sforzo tangenziale al fondo possa essere espresso mediante una relazione del tipo Darcy-Weisbach $|\tau_b| = \rho_w f_0 |u|^2$, con f_0 costante, la concentrazione mediata sulla profondità può essere espressa come (equazione C.6):

$$c \propto \frac{|\tau_b|}{g\rho_w h} \propto \frac{|u|^2}{gh} \qquad \textit{(Eq. C.6)}$$

La relazione di riferimento usata è dunque espressa dalla seguente equazione C.7:

$$c = c_b \beta \frac{|u|^2}{gh} \qquad \textit{(Eq. C.7)}$$

con β parametro adimensionale che definisce la capacità di trasposto della colata stimabile mediante esperimenti di laboratorio e dato da (equazione C.8):

$$\beta = \frac{c}{c_b} \cdot \frac{K_t \lambda^2}{(c\Delta + 1) i Y^2} \qquad \textit{(Eq. C.8)}$$

dove Δ è la densità relativa immersa del sedimento, i è la pendenza del fondo alveo e $K_t = \frac{25}{4} \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} sen\phi_d$.

Dividendo quindi le equazioni di conservazione della quantità di moto per ρ_W e introducendo le relazioni di chiusura adottate il sistema C.1 si riduce alla seguente forma (equazione C.9 e C.10):

$$\underbrace{\frac{\partial U}{\partial t}}_{\text{variabili conservate}} + \underbrace{\frac{\partial F}{\partial x} + \Upsilon \frac{\partial f_x}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} + \Upsilon \frac{\partial f_y}{\partial y}}_{\text{flussi}} = \underbrace{\Lambda_x + \Lambda_y}_{\text{termini sorgente}} \qquad \textit{(Eq. C.9)}$$

dove

$$\Upsilon = (c\Delta + 1) gh = \left(c \left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} \right) + 1 \right) gh \qquad \textit{(Eq. C.10)}$$

Il vettore U è il vettore delle cosiddette variabili conservate, funzioni delle variabili fisiche. Le variabili conservate assumono questo nome perché l'integrale di tali quantità su un dominio chiuso, in assenza di termini sorgente o di flussi non-conservativi, si mantiene costante (ovvero si conserva).

I vettori F e G sono i vettori dei flussi "non conservativi" lungo le direzioni x e y. Tali vettori sono detti non conservativi poiché responsabili del trasferimento (flusso) delle variabili conservate da una cella all'altra. Tali termini ridistribuiscono le variabili conservate all'interno di un dominio chiuso senza variarne il valore dell'integrale spaziale in quanto il flusso in uscita da una cella è esattamente uguale al flusso in entrata nella cella attigua.

I vettori fx, fy, Λx, Λy sono rispettivamente i vettori dei flussi non conservativi che generano discontinuità nei flussi intercella (il flusso uscente da una cella non è uguale al flusso entrante nella cella attigua) e i termini sorgente.

Lo schema numerico adottato è accurato al secondo ordine nel tempo e nello spazio, è basato su di un approccio ai volumi finiti con valutazione dei flussi considerando l'approccio di Godunov su una struttura a griglia. Lo schema è inoltre esplicito nel tempo di tipo MUSCL-Hancock. Il flusso numerico all'interfaccia tra le celle è stato determinato usando il solutore LHLL Rienmann *(Fraccarollo et al., 2003)*, il quale permette di considerare i termini non conservativi dovuti alle discontinuità del fondo.

APPENDICE D

D.1 SINTESI RISULTATI COMPARAZIONE ANALITICA MISURATO-SIMULATO MEDIANTE IL CODICE DI PROPAGAZIONE A CELLE *"D.F.R.M."* E RELATIVE COMBINAZIONI PARAMETRICHE

COLATA DETRITICA DI FIAMES

	SIMULAZIONI																			
	SIM_1	SIM_2	SIM_3	SIM_4	SIM_5	SIM_6	SIM_7	SIM_8	SIM_9	SIM_10	SIM_11	SIM_12	SIM_13	SIM_14	SIM_15	SIM_16	SIM_17	SIM_18	SIM_19	SIM_20	SIM_21
percentuale di area con deposito misurato e simulato	33.98	29.27	33.05	34.42	18.90	35.96	50.94	67.31	66.57	69.82	67.35	68.13	68.75	69.93	65.93	70.03	72.25	64.36	67.35	47.20	41.11
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	64.38	69.46	64.86	63.21	79.31	61.58	46.30	29.86	30.70	27.27	29.90	29.08	28.47	27.30	31.21	27.14	25.01	32.90	30.07	50.39	57.87
perecentuale di area con deposito simulato ma non misurato	120.83	110.30	110.19	104.63	93.76	109.93	146.08	172.00	174.13	190.69	170.32	175.87	181.23	184.10	178.42	185.95	182.44	157.79	160.52	144.23	137.63
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	19.36	16.15	18.90	19.69	14.19	20.53	38.41	57.67	56.41	58.36	57.83	56.86	57.40	58.55	57.10	58.56	60.90	52.41	49.64	38.90	28.63
percentuale di volume di deposito misurato corettamente simulato	4.49	4.30	5.03	4.07	4.26	4.86	18.10	19.60	18.09	16.82	20.04	18.84	18.91	17.96	17.83	19.41	22.66	22.74	26.41	18.60	12.56
percentuale di area con erosione misurata e simulata	27.62	20.06	42.52	56.07	41.90	57.14	68.83	70.86	68.77	73.96	69.82	68.84	70.99	73.44	73.57	71.33	72.45	72.47	72.59	60.91	21.49
percentuale di area con erosione misurata ma non simulata	34.71	47.95	28.92	14.42	33.50	15.82	10.91	8.66	11.00	11.05	9.43	11.49	8.73	8.63	9.80	8.80	6.30	3.99	0.04	3.79	10.35
perecentuale di area con erosione simulata ma non misurata	7.77	6.01	9.83	11.12	8.29	11.55	13.04	13.46	13.00	13.97	13.01	13.25	13.21	13.25	13.72	13.39	13.03	12.89	12.14	11.28	4.78
percentuale di area con erosione misurata correttamente simulata	10.02	6.06	21.71	31.37	37.53	32.81	43.28	45.92	44.59	47.64	44.10	44.34	45.98	46.45	47.92	45.07	45.55	44.51	35.13	38.60	12.66
percentuale di volume di erosione misurato corettamente simulato	2.90	2.11	11.85	17.73	15.29	17.93	21.15	22.90	22.35	22.74	21.10	22.62	22.39	23.01	25.07	21.87	25.06	27.12	25.63	22.77	8.37
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	-1.37	-1.39	-1.28	-0.19	-1.44	-1.21	-1.14	-0.93	-0.97	-1.06	-0.91	-0.96	-0.99	-0.99	-1.02	-1.01	-0.91	-0.88	-0.87	-1.19	-1.34
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	-0.06	-0.28	0.23	0.59	0.34	0.59	0.84	0.90	0.85	0.92	0.87	0.85	0.90	0.94	0.94	0.90	0.94	0.96	0.92	0.81	0.19
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010) erosione+deposito	-1.12	-1.17	-1.04	-0.93	-1.21	-0.94	-0.83	-0.60	-0.65	-0.71	-0.58	-0.63	-0.65	-0.64	-0.68	-0.66	-0.57	-0.56	-0.54	-0.86	-1.03

	DEPOSITO
	EROSIONE

	SIMULAZIONI ESEGUITE CON DFRM FINAL_EROS_DEPOSIT (modello 120-->BIFASICO)																				
	SIM_22	SIM_23	SIM_24	SIM_25	SIM_26	SIM_27	SIM_28	SIM_29	SIM_30	SIM_31	SIM_32	SIM_33	SIM_34	SIM_35	SIM_36	SIM_37	SIM_38	SIM_39	dtm_new1*	dtm_new2*	dtm_new3*
percentuale di area con deposito misurato e simulato	73.11	77.55	58.64	85.65	91.76	84.57	80.68	85.39	56.10	40.40	84.86	84.71	85.90	89.66	85.96	90.16	88.70	85.56	90.86	89.97	93.18
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	24.25	19.86	38.91	11.64	5.46	12.62	16.63	11.89	42.91	59.58	12.34	12.57	11.30	7.51	11.23	7.01	8.52	11.78	5.94	6.89	3.82
perecentuale di area con deposito simulato ma non misurato	170.53	187.45	153.84	214.85	272.46	225.52	216.43	221.53	199.04	192.30	216.01	215.71	216.25	216.33	209.43	263.83	248.95	248.54	164.51	116.36	98.92
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	57.10	63.49	41.38	73.64	77.30	71.96	69.44	71.41	45.03	31.60	72.26	72.13	73.16	75.34	73.84	76.16	76.52	73.77	73.52	68.69	63.79
percentuale di volume di deposito misurato corettamente simulato	28.81	27.84	19.85	24.01	14.38	19.29	22.39	22.98	9.91	6.94	23.58	23.61	24.04	25.89	25.74	14.39	15.96	18.21	22.73	35.98	37.21
percentuale di area con erosione misurata e simulata	72.99	68.49	64.90	70.79	70.70	73.48	66.59	67.09	19.46	0.47	66.84	66.43	67.52	70.01	69.76	68.49	72.06	65.63	80.42	75.40	75.46
percentuale di area con erosione misurata ma non simulata	0.24	0.01	0.00	0.03	0.01	0.44	0.35	0.07	14.44	35.70	0.11	0.13	0.01	0.01	0.06	0.03	0.31	0.16	0.03	0.00	0.00
perecentuale di area con erosione simulata ma non misurata	12.34	12.28	11.53	12.80	13.17	13.35	12.70	12.87	4.37	0.14	13.25	12.91	13.21	13.39	13.25	13.42	13.27	12.62	15.13	14.79	14.04
percentuale di area con erosione misurata correttamente simulata	35.39	36.83	35.77	40.96	46.54	46.74	42.79	41.63	11.80	0.18	42.55	42.69	43.32	41.32	42.68	45.27	45.90	44.66	45.26	39.87	35.70
percentuale di volume di erosione misurato corettamente simulato	24.24	25.09	25.01	27.20	29.09	28.17	28.00	27.67	8.45	0.22	24.34	23.38	24.39	25.39	26.20	26.26	27.53	27.11	33.09	29.04	27.40
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	-0.80	0.89	-1.04	-0.87	-1.30	-1.01	-1.02	-0.96	-1.53	-1.89	-0.91	-0.91	-0.89	-0.80	-0.81	-1.25	-1.13	-1.21	-0.26	0.17	0.37
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.92	0.89	0.85	0.95	1.00	1.02	0.92	0.92	0.12	-0.35	0.92	0.92	0.93	0.94	0.95	0.96	1.00	0.93	1.06	0.97	0.94
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010) erosione+deposito	-0.46	-0.48	-0.71	-0.48	-0.84	-0.61	-0.63	-0.57	-1.15	-1.55	-0.53	-0.53	-0.51	-0.42	-0.44	-0.80	-0.70	-0.78	0.03	0.37	0.53

	DEPOSITO
	EROSIONE

* simulazioni eseguite utilizzando il D.T.M. ottenuta integrando la base topografica ottenuta in via geostatistica col dato LiDAR 2010

	SIMULAZIONI								
	dtm_new4*	dtm_new5*	dtm_new6*	dtm_new7*	dtm_new8*	dtm_new9*	dtm_new10*	dtm_new11*	dtm_new12*
percentuale di area con deposito misurato e simulato	86.03	71.38	92.74	90.05	92.04	92.67	92.27	83.01	90.59
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	11.07	25.95	4.19	6.89	4.87	4.31	4.61	14.88	6.29
perecentuale di area con deposito simulato ma non misurato	87.70	63.16	103.60	97.87	114.54	105.68	119.06	86.38	117.26
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	54.79	33.53	68.90	68.25	69.16	67.75	69.39	67.27	68.83
percentuale di volume di deposito misurato corettamente simulato	31.66	16.29	35.82	36.17	35.04	33.73	35.02	29.23	35.24
percentuale di area con erosione misurata e simulata	77.36	73.95	77.06	75.19	76.79	73.78	69.22	53.21	74.20
percentuale di area con erosione misurata ma non simulata	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09	0.97	0.01
perecentuale di area con erosione simulata ma non misurata	13.59	12.53	14.42	14.34	14.47	14.16	14.65	9.88	14.58
percentuale di area con erosione misurata correttamente simulata	34.89	29.97	39.45	37.22	37.45	37.11	33.92	42.24	35.22
percentuale di volume di erosione misurato corettamente simulato	27.46	23.51	30.39	28.32	29.00	27.17	20.94	26.39	25.58
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.28	0.07	0.36	0.36	0.23	0.32	0.20	0.31	0.18
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.95	0.89	0.98	0.94	0.97	0.93	0.86	0.82	0.92
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010) erosione+deposito	0.43	0.21	0.53	0.53	0.43	0.49	0.39	0.44	0.38

	DEPOSITO
	EROSIONE

* simulazioni eseguite utilizzando il D.T.M. ottenuto integrando la base topografica ottenuta in via geostatistica col dato LiDAR 2010

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	sim_1	sim_2	sim_3	sim_4	sim_5	sim_6	sim_7
idrogramma solido impiegato	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.300	0.700	0.100	0.050	0.010	0.050	0.050
egashira deposition coefficient	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.500	0.100
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
superior deposition angle (°)	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000
superior deposition velocity (m/s)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
concentrazione del sedimento secco	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700
file uso del suolo	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120
dtm_utilizzato	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	sim_8	sim_9	sim_10	sim_11	sim_12	sim_13	sim_14
idrogramma solido impiegato	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050
egashira deposition coefficient	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
superior deposition angle (°)	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000
superior deposition velocity (m/s)	1.000	0.700	0.300	1.300	1.500	1.700	0.500
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
concentrazione del sedimento secco	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700
file uso del suolo	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120
	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	sim_15	sim_16	sim_17	sim_18	sim_19	sim_20	sim_21
idrogramma solido impiegato	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050
egashira deposition coefficient	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
superior deposition angle (°)	14.000	14.000	15.000	16.000	18.000	16.000	18.000
superior deposition velocity (m/s)	0.400	2.000	0.500	0.500	0.500	1.700	1.700
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
concentrazione del sedimento secco	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700
file uso del suolo	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120
	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	sim_22	sim_23	sim_24	sim_25	sim_26	sim_27	sim_28
idrogramma solido impiegato	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050
egashira deposition coefficient	0.040	0.030	0.050	0.020	0.010	0.020	0.020
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
superior deposition angle (°)	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000	17.000	18.000
superior deposition velocity (m/s)	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	5.000	5.000	3.000	5.000	5.000	5.000	3.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	5.000	5.000	1.000	5.000	5.000	5.000	1.000
concentrazione del sedimento secco	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700
file uso del suolo	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120
	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	sim_29	sim_30	sim_31	sim_32	sim_33	sim_34	sim_35
idrogramma solido impiegato	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050
egashira deposition coefficient	0.020	0.020	0.020	0.020	0.020	0.020	0.020
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.100	0.250	0.500	0.070	0.050	0.050	0.050
superior deposition angle (°)	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000
superior deposition velocity (m/s)	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	10.000	10.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	2.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	2.000
concentrazione del sedimento secco	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700
file uso del suolo	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120
	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	sim_36	sim_37	sim_38	sim_39	dtm_new1*	dtm_new2*	dtm_new3*
idrogramma solido impiegato	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050
egashira deposition coefficient	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010	0.020	0.030
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.050	0.100	0.100	0.100	0.050	0.050	0.050
superior deposition angle (°)	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000
superior deposition velocity (m/s)	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	10.000	10.000	10.000	12.000	5.000	10.000	10.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	3.000	2.000	5.000	2.000	5.000	2.000	2.000
concentrazione del sedimento secco	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700
	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120
	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	modello gaussiano 100m (invito 2 celle)	dtm_new	dtm_new	dtm_new

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	dtm_new4*	dtm_new5*	dtm_new6*	dtm_new7*	dtm_new8*	dtm_new9*	dtm_new10*
idrogramma solido impiegato	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.040	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.100
egashira deposition coefficient	0.050	0.100	0.020	0.020	0.020	0.020	0.020
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.050	0.050	0.050	0.050	0.100	0.100	0.100
superior deposition angle (°)	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000
superior deposition velocity (m/s)	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	2.000	2.000	3.000	4.000	2.000	3.000	2.000
concentrazione del sedimento secco	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700
	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120
	dtm_new	dtm_new	dtm_new	dtm_new	dtm_new	dtm_new	dtm_new

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI		
	dtm_new11*	dtm_new12*	dtm_new13*
idrogramma solido impiegato	idrogramma_new	idrogramma_new	idrogramma_new
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.010	0.060	0.080
egashira deposition coefficient	0.020	0.020	0.020
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.100	0.100	0.100
superior deposition angle (°)	18.000	18.000	18.000
superior deposition velocity (m/s)	0.500	0.500	0.500
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	10.000	10.000	10.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	2.000	2.000	2.000
concentrazione del sedimento secco	0.700	0.700	0.700
	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120	uso_suolo_con_aree_erosione_120
	dtm_new	dtm_new	dtm_new

* simulazioni eseguite utilizzando il D.T.M. ottenuto integrando la base topografica ottenuta in via geostatistica col dato LiDAR 2010

APPENDICE D

D.2 SINTESI RISULTATI COMPARAZIONE ANALITICA MISURATO-SIMULATO MEDIANTE IL CODICE DI PROPAGAZIONE A CELLE *"D.F.R.M."* E RELATIVE COMBINAZIONI PARAMETRICHE

COLATA DETRITICA DEL RIO LAZER

	SIMULAZIONI																			
	SIM_1	SIM_2	SIM_3	SIM_4	SIM_5	SIM_6	SIM_7	SIM_8	SIM_9	SIM_10	SIM_11	SIM_12	SIM_13	SIM_14	SIM_15	SIM_16	SIM_17	SIM_18	SIM_19	SIM_20	SIM_21
percentuale di area con deposito misurato e simulato	46.85	39.05	43.22	50.20	43.20	46.95	48.83	49.74	55.17	45.65	45.29	45.54	53.98	54.07	45.17	45.47	43.15	57.91	54.32	57.90	55.67
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	53.15	60.95	56.78	49.80	56.80	53.05	51.17	50.26	44.83	54.35	54.71	54.46	46.02	45.93	54.83	54.53	56.85	42.09	45.68	42.10	44.33
perecentuale di area con deposito simulato ma non misurato	13.30	12.56	13.26	19.44	12.89	14.28	14.51	15.26	16.07	12.97	12.64	12.36	15.80	17.16	17.59	15.41	13.28	19.13	20.58	19.25	19.23
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	9.00	6.98	7.36	11.07	7.18	9.03	9.44	11.28	13.12	8.13	8.14	8.34	12.46	12.48	8.95	9.07	8.33	14.99	12.33	13.50	13.97
percentuale di volume di deposito misurato corettamente simulato	10.12	7.39	7.54	7.72	7.70	6.77	5.82	8.32	11.44	5.97	5.86	5.98	9.68	11.01	7.15	6.63	6.23	11.07	10.28	11.50	11.21
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.0<x<0.1)	17.74	13.25	13.88	22.81	13.47	18.27	18.20	17.71	15.98	14.85	14.91	15.43	18.69	16.58	14.56	15.95	14.57	22.85	16.50	17.93	19.45
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.0<x<0.1)	3.34	2.45	2.56	4.34	2.46	3.45	3.44	3.84	4.18	2.80	2.81	2.90	4.09	4.05	2.89	3.01	2.67	5.64	4.29	4.95	5.11
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.1<x<0.5m)	0.28	0.46	0.52	0.96	0.43	0.79	1.29	3.59	6.85	1.24	1.19	1.25	3.89	4.88	2.01	1.59	1.46	4.64	5.26	5.65	5.27
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.1<x<0.5m)	0.26	0.47	0.51	0.98	0.43	0.76	1.27	3.44	6.82	1.24	1.20	1.26	3.77	4.87	2.03	1.59	1.43	4.53	5.27	5.67	5.29
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.5<x<1.0m)	3.56	3.67	4.12	4.54	3.88	3.92	6.39	12.12	17.78	5.83	6.02	5.84	15.04	16.15	9.39	7.99	7.29	17.84	15.69	17.74	18.47
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.5<x<1.0m)	3.53	3.67	4.08	4.51	3.87	3.90	6.40	12.21	17.51	5.86	6.01	5.88	15.04	16.18	9.46	7.97	7.31	17.81	15.36	17.79	18.47
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 1.0<x<4.0m)	31.20	21.82	21.92	24.02	23.39	21.29	13.69	10.70	11.12	16.18	15.17	15.86	10.82	15.66	11.81	13.42	13.24	11.43	12.36	12.59	9.02
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 1.0<x<4.0m)	31.58	20.97	20.80	19.99	21.83	17.78	9.52	7.15	6.89	11.13	10.50	11.10	7.24	9.33	8.85	9.77	9.54	6.87	7.51	7.56	5.68
Indice di accuratezza alpha (α) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.47	0.39	0.43	0.50	0.43	0.47	0.49	0.49	0.55	0.46	0.45	0.46	0.54	0.54	0.45	0.46	0.43	0.58	0.54	0.58	0.56
Indice di accuratezza Beta (β) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.13	0.13	0.13	0.19	0.13	0.14	0.15	0.15	0.16	0.13	0.13	0.12	0.16	0.17	0.18	0.15	0.13	0.19	0.21	0.19	0.19
Indice di accuratezza Gamma (γ) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.53	0.61	0.57	0.50	0.57	0.53	0.51	0.50	0.45	0.54	0.55	0.55	0.46	0.46	0.55	0.55	0.57	0.42	0.46	0.42	0.44
Indice di accuratezza Epsilon (ε) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.11	0.08	0.08	0.10	0.09	0.08	0.08	0.10	0.13	0.08	0.08	0.08	0.11	0.13	0.08	0.08	0.08	0.13	0.12	0.13	0.13
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	-0.09	-0.26	-0.18	-0.09	-0.18	-0.12	-0.09	-0.06	0.08	-0.14	-0.14	-0.14	0.04	0.04	-0.19	-0.16	-0.19	0.10	0.00	0.10	0.05

	SIMULAZIONI																				
	SIM_22	SIM_23	SIM_24	SIM_25	SIM_26	SIM_27	SIM_28	SIM_29	SIM_30	SIM_31	SIM_32	SIM_33	SIM_34	SIM_35	SIM_36	SIM_37	SIM_38	SIM_39	SIM_40	SIM_41	SIM_42
percentuale di area con deposito misurato e simulato	57.16	57.72	57.85	54.62	53.82	54.12	55.74	53.24	50.06	55.82	54.16	45.59	48.77	53.99	79.88	68.62	61.68	61.54	64.59	61.24	60.02
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	42.83	42.28	42.15	45.38	46.18	45.88	44.26	46.76	49.94	44.18	45.84	54.05	51.23	46.02	20.12	31.38	38.32	38.46	35.41	38.76	39.99
perecentuale di area con deposito simulato ma non misurato	18.39	17.61	18.62	16.38	19.08	18.88	18.39	16.82	18.95	18.09	16.42	13.87	13.39	19.17	34.43	21.39	21.59	22.15	21.04	20.62	21.19
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	12.70	13.40	13.26	12.47	11.22	13.29	13.80	12.13	10.56	13.48	12.67	10.81	8.96	13.38	23.36	19.48	17.14	15.43	17.00	17.60	17.01
percentuale di volume di deposito misurato corettamente simulato	11.34	11.06	11.33	10.71	10.90	13.13	11.02	10.83	10.72	11.64	10.67	9.99	8.91	11.09	16.02	19.31	17.20	13.87	13.15	14.30	13.97
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.0<x<0.1)	16.41	18.64	17.68	16.51	12.92	14.50	19.69	15.99	11.58	18.03	17.31	13.91	10.95	17.80	20.54	17.75	17.08	18.34	23.74	23.45	22.62
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.0<x<0.1)	4.50	4.86	4.79	4.37	3.76	4.03	4.91	3.06	5.24	4.41	4.09	3.12	2.48	4.31	8.12	5.10	4.77	5.12	6.33	6.50	6.15
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.1<x<0.5m)	4.34	4.73	5.22	4.75	4.57	6.18	4.60	3.59	4.88	5.23	4.46	4.19	3.80	5.13	33.83	12.41	7.25	5.45	5.66	5.80	6.00
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.1<x<0.5m)	4.38	4.76	5.08	4.63	4.51	6.05	4.52	3.50	4.81	5.18	4.52	4.29	3.91	5.02	32.56	12.92	7.38	5.47	5.55	5.57	5.91
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.5<x<1.0m)	18.88	17.50	5.22	16.98	17.81	21.59	17.74	17.97	16.74	18.06	17.43	15.48	12.50	19.24	16.66	34.94	33.44	26.77	24.61	27.27	25.69
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.5<x<1.0m)	18.69	17.43	5.08	16.83	17.64	21.54	17.49	17.76	16.77	17.98	17.25	15.61	12.65	19.09	15.44	34.08	32.30	25.69	23.92	26.40	25.22
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 1.0<x<4.0m)	11.27	12.44	12.78	12.24	11.54	12.05	12.39	12.48	11.71	12.86	9.83	9.38	12.02	6.62	3.45	3.67	4.11	4.71	4.45	4.89	5.72
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 1.0<x<4.0m)	6.75	7.37	7.70	7.29	6.87	7.29	7.36	7.48	7.13	8.36	6.59	7.14	8.45	4.60	2.85	3.09	3.33	3.50	3.45	3.59	4.06
Indice di accuratezza alpha (α) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.57	0.58	0.58	0.55	0.54	0.54	0.56	0.53	0.50	0.56	0.54	0.46	0.49	0.54	0.80	0.69	0.62	0.62	0.65	0.61	0.60
Indice di accuratezza Beta (β) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.18	0.18	0.19	0.16	0.19	0.19	0.18	0.17	0.19	0.18	0.16	0.14	0.13	0.19	0.34	0.21	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21
Indice di accuratezza Gamma (γ) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.43	0.42	0.42	0.45	0.46	0.46	0.44	0.47	0.50	0.44	0.46	0.54	0.51	0.46	0.20	0.31	0.38	0.39	0.35	0.39	0.40
Indice di accuratezza Epsilon (ε) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.15	0.13	0.13	0.12	0.14	0.12	0.11	0.10	0.12	0.18	0.20	0.18	0.15	0.15	0.16	0.15
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.09	0.11	0.10	0.06	0.01	0.04	0.06	0.03	-0.07	0.07	0.04	-0.11	-0.06	0.01	0.43	0.36	0.20	0.16	0.23	0.18	0.14

	SIMULAZIONI													
	SIM_43	SIM_44	SIM_45	SIM_46	SIM_47	SIM_48	SIM_49	SIM_50	SIM_51	SIM_52	SIM_53	SIM_54	SIM_55	SIM_56
percentuale di area con deposito misurato e simulato	77.62	76.36	78.12	76.49	83.31	77.32	77.47	76.12	77.08	76.59	76.12	76.12	75.24	76.35
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	22.38	23.64	21.89	23.51	16.69	22.68	22.53	23.88	22.92	23.41	23.88	23.88	24.76	23.65
perecentuale di area con deposito simulato ma non misurato	27.24	26.72	25.23	25.52	41.81	26.35	25.81	25.07	27.38	26.72	25.07	25.07	25.84	26.10
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	26.92	27.01	28.20	26.84	22.97	27.88	27.90	26.79	27.20	26.64	26.79	26.79	26.55	26.93
percentuale di volume di deposito misurato corettamente simulato	25.72	26.83	27.43	26.80	12.08	27.17	27.44	26.53	26.65	25.74	26.54	26.54	25.39	25.26
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.0<x<0.1)	18.60	16.43	18.67	17.35	26.13	19.10	17.87	17.89	18.22	18.17	17.89	17.89	19.60	17.39
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.0<x<0.1)	6.90	5.37	6.87	5.91	12.07	6.53	6.25	6.19	6.34	5.95	6.19	6.19	5.94	6.87
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.1<x<0.5m)	28.64	30.19	29.40	28.49	30.66	27.97	29.30	27.87	29.10	28.70	27.87	27.87	26.77	32.07
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.1<x<0.5m)	27.66	29.46	28.60	27.86	24.51	26.95	28.54	26.97	28.37	28.05	26.97	26.97	26.22	32.13
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.5<x<1.0m)	41.73	43.29	45.77	43.55	10.74	45.85	45.96	43.30	3.67	41.10	43.30	43.30	41.20	38.82
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.5<x<1.0m)	40.20	41.84	43.38	42.58	10.59	43.80	43.52	52.41	3.01	40.10	42.41	42.41	40.39	36.71
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 1.0<x<4.0m)	3.61	3.71	3.98	3.76	3.39	3.74	3.89	3.89	3.67	3.81	3.89	3.89	3.69	3.72
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 1.0<x<4.0m)	2.98	3.01	3.23	3.05	2.90	3.18	3.21	3.14	3.01	3.00	3.14	3.14	2.94	2.87
Indice di accuratezza alpha (α) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.78	0.76	0.78	0.77	0.83	0.77	0.78	0.76	0.77	0.77	0.76	0.76	0.75	0.76
Indice di accuratezza Beta (β) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.27	0.27	0.25	0.26	0.42	0.26	0.26	0.25	0.27	0.27	0.25	0.25	0.26	0.26
Indice di accuratezza Gamma (γ) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.22	0.24	0.22	0.24	0.17	0.23	0.23	0.24	0.23	0.23	0.24	0.24	0.25	0.24
Indice di accuratezza Epsilon (ε) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.27	0.28	0.29	0.28	0.14	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.28	0.28	0.27	0.27
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.55	0.54	0.60	0.56	0.39	0.57	0.59	0.55	0.55	0.54	0.55	0.55	0.51	0.54

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	SIM_1	SIM_2	SIM_3	SIM_4	SIM_5	SIM_6	SIM_7
idrogramma solido impiegato	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
egashira deposition coefficient	1.000	0.500	0.300	0.100	0.700	0.700	0.700
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
superior deposition angle (°)	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	12.000	10.000
superior deposition velocity (m/s)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
concentrazione del sedimento secco	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620
file uso del suolo	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new
dtm	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	SIM_8	SIM_9	SIM_10	SIM_11	SIM_12	SIM_13	SIM_14
idrogramma solido impiegato	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
egashira deposition coefficient	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
superior deposition angle (°)	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
superior deposition velocity (m/s)	0.500	0.400	1.500	1.700	2.000	0.470	0.450
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
concentrazione del sedimento secco	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620
file uso del suolo	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new
dtm	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	SIM_15	SIM_16	SIM_17	SIM_18	SIM_19	SIM_20	SIM_21
idrogramma solido impiegato	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
egashira deposition coefficient	0.700	0.700	0.700	0.700	0.700	0.600	0.500
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
superior deposition angle (°)	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
superior deposition velocity (m/s)	0.700	0.800	0.900	0.400	0.400	0.400	0.400
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	1.000	1.000	1.000	1.000	3.000	1.000	1.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	5.000	5.000	5.000	1.000	1.000	1.000	1.000
concentrazione del sedimento secco	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620
file uso del suolo	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new
dtm	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	SIM_22	SIM_23	SIM_24	SIM_25	SIM_26	SIM_27	SIM_28
idrogramma solido impiegato	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
egashira deposition coefficient	0.400	0.600	0.600	0.600	0.600	0.600	0.600
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.100	0.500	0.200	0.400	0.600	0.800	1.000
superior deposition angle (°)	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
superior deposition velocity (m/s)	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
concentrazione del sedimento secco	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620
file uso del suolo	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new
dtm	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	SIM_29	SIM_30	SIM_31	SIM_32	SIM_33	SIM_34	SIM_35
idrogramma solido impiegato	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc
minimun flow depth for routing (m)	0.005	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
egashira deposition coefficient	0.600	0.600	0.600	0.600	0.600	0.600	0.600
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.200	0.200	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
superior deposition angle (°)	10.000	10.000	12.000	14.000	16.000	18.000	8.000
superior deposition velocity (m/s)	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
concentrazione del sedimento secco	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620
file uso del suolo	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new
dtm	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	SIM_36	SIM_37	SIM_38	SIM_39	SIM_40	SIM_41	SIM_42
idrogramma solido impiegato	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
egashira deposition coefficient	0.010	0.020	0.030	0.040	0.050	0.060	0.070
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
superior deposition angle (°)	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
superior deposition velocity (m/s)	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400	0.400
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
concentrazione del sedimento secco	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620
file uso del suolo	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new
dtm	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	SIM_43	SIM_44	SIM_45	SIM_46	SIM_47	SIM_48	SIM_49
idrogramma solido impiegato	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
egashira deposition coefficient	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
superior deposition angle (°)	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
superior deposition velocity (m/s)	0.700	1.000	1.500	2.000	0.200	1.600	1.700
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Coefficiente moltiplicatore deposito	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
concentrazione del sedimento secco	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620
file uso del suolo	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new
dtm	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new

PARAMETRI DI INPUT VARIABILI	SIMULAZIONI						
	SIM_50	SIM_51	SIM_52	SIM_53	SIM_54	SIM_55	SIM_56
idrogramma solido impiegato	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc	QR1_celle_3new_conc
minimun flow depth for routing (m)	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
egashira erosion coefficient	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
egashira deposition coefficient	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
inferior erosion/deposition flow depth (m)	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500	0.500
superior deposition angle (°)	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
superior deposition velocity (m/s)	1.800	1.900	2.500	1.800	1.800	1.500	1.500
inferior erosion angle (°)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
inferior erosion velocity(m/s)	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito	distribuito
angolo limite per propagazione debris flow (°)	1.000	1.000	1.000	0.500	0.000	0.500	0.500
Coefficiente moltiplicatore deposito	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.500
concentrazione del sedimento secco	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620	0.620
file uso del suolo	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new	land_use_lazer_new_clip_new
dtm	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new	dtm_new2_clip_new

APPENDICE E

E.1 SINTESI RISULTATI COMPARAZIONE ANALITICA MISURATO-SIMULATO MEDIANTE IL CODICE DI PROPAGAZIONE AI VOLUMI FINITI BIDIMENSIONALE *"T.R.E.N.T.2D-df"* E RELATIVE COMBINAZIONI PARAMETRICHE

COLATA DETRITICA DI FIAMES

	SIMULAZIONI										
	SIM_PARAMETRI_DEFAULT_2_CELLE	SIM_Y15	SIM_Y25	SIM_PHI30	SIM_PHI40	SIM_Y15_PHI30	SIM_Y25_PHI30	SIM_PARAMETRI_DEFAULT_4_CELLE	SIM_Y15_4CELLE	SIM_Y25_4CELLE	SIM_P30_4CELLE
percentuale di area con deposito misurato e simulato	33.27	28.08	37.37	34.97	32.98	30.45	39.43	33.22	28.25	37.23	34.86
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	50.18	57.90	45.17	48.35	50.45	53.84	42.44	50.16	57.76	45.08	48.40
perecentuale di area con deposito simulato ma non misurato	99.94	75.88	122.15	110.38	97.61	82.60	134.58	99.56	76.25	121.60	109.74
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	24.09	19.03	27.96	25.69	23.83	21.33	29.78	24.06	19.14	27.78	25.62
percentuale di volume di deposito misurato corettamente simulato	4.37	4.10	4.96	4.63	4.34	4.16	5.15	4.39	4.12	4.90	4.60
percentuale di area con erosione misurata e simulata	30.06	29.42	29.95	30.24	29.27	29.34	30.02	30.02	28.79	29.58	30.19
percentuale di area con erosione misurata ma non simulata	11.94	29.47	5.65	8.02	13.21	23.32	1.92	12.01	29.30	5.88	7.95
perecentuale di area con erosione simulata ma non misurata	284.83	223.09	351.21	310.90	280.95	245.69	379.26	286.18	224.79	348.51	310.64
percentuale di area con erosione misurata correttamente simulata	28.80	28.42	28.62	28.96	28.10	28.25	28.73	28.85	27.62	28.32	28.97
percentuale di volume di erosione misurato corettamente simulato	3.49	4.62	3.38	3.36	3.43	4.03	3.38	3.54	4.87	3.44	3.49
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	-0.99	-0.92	-1.10	-1.05	-0.98	-0.91	-1.16	-0.99	-0.92	-1.09	-1.05
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	-2.41	-1.97	-3.01	-2.63	-2.39	-2.14	-3.25	-2.42	-2.00	-2.99	-2.62
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010) erosione+deposito	-1.28	-1.15	-1.46	-1.62	-1.26	-1.17	-1.55	-1.28	-1.16	-1.45	-1.36

	DEPOSITO
	EROSIONE

	SIMULAZIONI										
	SIM_P40_4CELLE	SIM_Y15_P30_4CELLE	SIM_Y25_P30_4CELLE	SIM_Y30_P30_4CELLE	SIM_Y30_P40_4CELLE	SIM_Y35_P30_4CELLE	SIM_Y35_P40_4CELLE	SIM_Y40_P30_4CELLE	SIM_Y40_P40_4CELLE	SIM_Y40_P30_DTM_NEW*	SIM_Y25_P30_DTM_NEW*
percentuale di area con deposito misurato e simulato	32.88	30.62	39.46	46.48	41.66	51.49	46.88	56.22	51.81	68.81	62.22
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	50.49	53.85	42.35	30.20	38.87	21.69	29.33	14.42	21.39	9.32	16.40
perecentuale di area con deposito simulato ma non misurato	97.61	82.59	134.62	152.43	140.79	169.21	155.65	186.71	170.63	94.25	49.15
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	23.77	21.52	29.83	36.77	32.07	41.43	36.94	46.16	41.62	53.64	47.40
percentuale di volume di deposito misurato corettamente simulato	4.36	4.22	5.16	5.77	5.36	6.35	5.80	6.88	6.29	24.41	18.61
percentuale di area con erosione misurata e simulata	29.16	26.98	30.03	27.62	29.65	27.49	28.51	26.18	27.59	13.82	14.38
percentuale di area con erosione misurata ma non simulata	13.18	23.16	1.79	0.83	0.73	0.78	0.69	0.82	0.76	1.17	1.45
perecentuale di area con erosione simulata ma non misurata	280.25	247.30	378.37	443.30	392.50	522.70	459.26	585.97	525.15	477.10	269.51
percentuale di area con erosione misurata correttamente simulata	28.00	26.04	28.78	26.90	28.65	26.38	27.39	25.69	26.34	12.79	13.10
percentuale di volume di erosione misurato corettamente simulato	3.50	3.71	3.43	3.24	3.39	3.48	3.49	3.45	3.37	3.00	2.75
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	-0.98	-0.90	-1.16	-1.09	-1.15	-1.09	-1.11	-1.11	-1.10	0.05	0.32
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	-2.39	-2.20	-3.24	-3.92	-3.38	-4.72	-4.07	-5.37	-4.75	-4.53	-2.45
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010) erosione+deposito	-1.26	-1.16	-1.55	-1.59	-1.55	-1.72	-1.63	-1.83	-1.73	-0.65	-0.09

	DEPOSITO
	EROSIONE

* simulazioni eseguite utilizzando il D.T.M. ottenuto integrando la base topografica ottenuta in via geostatistica col dato LiDAR 2010

APPENDICE E

E.2 SINTESI RISULTATI COMPARAZIONE ANALITICA MISURATO-SIMULATO MEDIANTE IL CODICE DI PROPAGAZIONE AI VOLUMI FINITI BIDIMENSIONALE *"T.R.E.N.T.2D-df"* E RELATIVE COMBINAZIONI PARAMETRICHE

COLATA DETRITICA DEL RIO LAZER

	SIMULAZIONI						
	SIM_PARAMETRI_DEFAULT	SIM_Y_15	SIM_Y_25	SIM_PHI_30	SIM_PHI_40	SIM_Y15_PHI30	SIM_Y25_PHI30
percentuale di area con deposito misurato e simulato	56.90	56.15	57.10	57.84	57.76	56.24	58.42
percentuale di area con deposito misurato ma non simulato	24.85	24.69	25.39	24.17	23.88	24.91	23.34
perecentuale di area con deposito simulato ma non misurato	29.55	26.53	29.52	29.55	28.90	27.57	30.15
percentuale di area con deposito misurato correttamente simulata	22.84	22.39	22.51	23.14	22.66	22.72	22.99
percentuale di volume di deposito misurato corettamente simulato	18.97	19.43	18.82	18.80	18.98	19.32	18.82
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.0<x<0.1)	18.80	19.21	17.60	19.30	18.35	19.76	18.63
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.0<x<0.1)	16.30	16.69	15.91	25.44	16.23	18.04	16.26
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.1<x<0.5m)	28.21	25.39	29.36	29.61	28.96	26.03	29.60
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.1<x<0.5m)	24.72	22.51	25.32	25.44	25.45	23.56	25.50
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 0.5<x<1.0m)	23.52	24.82	22.15	21.79	22.16	24.61	21.81
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 0.5<x<1.0m)	21.24	22.83	19.91	19.67	19.86	22.67	19.76
percentuale di area di deposito correttamente simulata rispetto alla classe considerata (classe: 1.0<x<4.0m)	11.67	12.50	13.26	12.83	13.08	11.36	13.34
percentuale di volume di deposito correttamente simulato rispetto alla classe considerata (classe: 1.0<x<4.0m)	9.64	10.77	10.90	10.91	11.41	9.29	10.90
Indice di accuratezza alpha (α) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.57	0.56	0.57	0.58	0.58	0.56	0.58
Indice di accuratezza Beta (β) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.74	0.67	0.74	0.74	0.72	0.69	0.76
Indice di accuratezza Gamma (γ) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.25	0.25	0.25	0.24	0.24	0.25	0.23
Indice di accuratezza Epsilon (ε) di Scheidl & Rickenman (2010)	0.22	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.22
Indice di accuratezza Omega (ω) di Scheidl & Rickenman (2010)	-0.20	-0.14	-0.21	-0.19	-0.17	-0.16	-0.20

BIBLIOGRAFIA

Armanini A., Fraccarollo L., Rosatti G., Marchi M. (2006). Modello matematico bidimensionale della colata nella vasca di Cancìa (Borca di Cadore). Relazione finale della variante di progetto. Provincia di Belluno, Servizio Difesa del Suolo e Protezione Civile.

Armanini A., Fraccarollo, L. Rosatti, G. (2009). Two dimensional simulation of debris flows in erodible channels. Computers & Geosciences, 35(5),: 993-1006.

Bailly J. S. (2014). Appunti e dispense del corso di geostatistica univariata. Università degli Studi di Padova.

Bates P.D., De Roo A.P.J. (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation. Journal of Hydrology 236.

Benini G. (2000). Sistemazioni idraulico-forestali. Torino: UTET.

Berger C., Mc Ardell, B.W., Schlunegger F. (2011) Direct measurements of channel erosion by debris flows, Illgraben, Switzerland, Journal of Geophysical Research, 116.

Berti M**.**, Genevois R., LaHusen R., Simoni A., Tecca P.R. (2000). Debris flow monitoring in the Acquabona watershed on the Dolomites (Italian Alps). Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans & Atmosphere, Elsevier, Amsterdam, 25 (9): 707-715.

Boffi. M. (2008). Scienza dell'informazione geografica. Introduzione ai GIS. Bologna: Zanichelli Editore S.p.A.

Boreggio M. (2011). Simulazione dell'evento di colata detritica occorsa il 4 Novembre del 1996 sul bacino del Rio Lazer mediante il modello numerico a celle "D.F.R.M.". Relatore Gregoretti C., Dipartimento TeSAF, Facoltà di Agraria. Università degli Studi di Padova.

Bruschi A. (2008). Colate detritiche. Stima del percorso e della pericolosità. Palermo: Dario Flaccovio Editore.

C.U.D.A.M. (2011). Dispense del corso Strumenti e metodi per la redazione della carta del pericolo da fenomeni torrentizi. Università degli Studi di Trento.

C.U.D.A.M. (2011). Manuale Trent2D (modulo A, B, C e D). Università degli Studi di Trento.

Casagrande L., Cavallini P., Frigeri A., Furieri A., Marchesini I., Neteler M. (2012). GIS open source: Grass GIS, Quantum GIS e Spatial Lite. Elementi di software libero applicato al territorio. Palermo: Dario Flaccovio Editore.

Cemagref, ARPA Piemonte (2008). Protezione della viabilità alpina – Relazione finale. Progetto Interreg IIIa 2000-2006 Alpi Latine n. 165 PROVIALP. 375 pp.

Cesca M. (2008). Studio dei meccanismi di deposizione dei debris flow: integrazioni tra esperienze di laboratorio, analisi di campo e modellazioni numeriche. Relatore Lenzi M. A., Dipartimento TeSAF, Facoltà di Agraria. Università degli Studi di Padova.

Cicacci S. (2010). Le forme del rilievo. Atlante illustrato di Geomorfologia, 1a edizione. Milano: Mondadori Educational S.p.a.

Ciotoli G., Finoia M.G. (2005). Dalla statistica alla geostatistica. Introduzione all'analisi dei dati geologici e ambientali, 1a edizione. Roma: ARACNE editrice S.r.l.

Convenzione tra la Regione Veneto e il Consiglio Nazionale delle Ricerche-Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica (sezione di Padova) per lo studio della colata di detrito di Fiames (Cortina d'Ampezzo, BL). Relazione Finale (maggio 2005); Università degli Studi di Padova Dipartimento di Geologia

Cressie N. (1993). Statistics for Spatial Data, revised ed. John Wiley and Sons, New York.

d'Agostino V. (2013). Appunti e dispense del corso di sistemazioni idraulico-forestali II. Università degli Studi di Padova.

Dainelli N. (2011). L'osservazione della terra: fotointerpretazione. Metodologie di analisi a video delle immagini digitali per la creazione di cartografia tematica. Palermo: Dario Flaccovio Editore.

Dalla Fontana G. (2008). Appunti e dispense del corso di sistemazioni idraulico-forestali I. Università degli Studi di Padova.

Degetto M. (2012). Relazione sommario sullo stato attuale del canale di colata detritica a Fiames (comune di Cortina d'Ampezzo) che scende dalla Forcella del Pomagagnon e dal ghiaione Graa de Longes. PARAmount Project – TeSAF Università di Padova.

Di Santolo A. (2002). Le colate rapide. Benevento: HEVELIUS EDIZIONI s.r.l.

Doneus M. (2013). Openness as Visualization Technique for Interpretative Mapping of airborne Lidar Derived Digital Terrain Models. Journal of Remote Sensing.

Dramis F., Bisci C. (1998). Cartografia Geomorfologica, 1a edizione. Bologna: Pitagora Editrice S.r.l.

Ferro V. (2006). La sistemazione dei bacini idrografici, 1a edizione. Milano: The McGraw-Hill Companies, S.r.l.

Fisher M.M., Getis A. (2010). Handbook of Applied Spatial Analysis. Software Tools, Methods and Applications. Springer Editore.

Fraccarollo L., Larcher M., Armanini A. (2007). Depth-averaged relations for granular-liquid uniform flows over mobile bed in a wide range of slope values. Granular Matter 9, 145-157.

Furlan M. (2009). Simulazione degli eventi di colata detritica di Fiames e del Rio Lazer e confronto con le misure post-evento. Relatore Gregoretti C., Dipartimento TeSAF, Facoltà di Agraria. Università degli Studi di Padova.

Gregoretti C. (2000). Estimation of the maximum velocity of a surge of debris flow propagating along an open channel. Interpraevent 2000 – Villach, 26-30 June, 99-108.

Gregoretti C. (2010). Appunti e dispense del corso di fondamenti di idraulica ambientale. Università degli Studi di Padova.

Gregoretti C. (2011a): Triggering Tools in AdB-Toolbox in PARAmount Project-Alpine Space European Cooperation.

Gregoretti C. (2011b): La portata di picco di una colata: errori nel modello di Takahashi e proposta di correzione. Convegno di Medio Termine dell'Associazione Italiana di Ingegneria Agraria. Belgirate, 22-24 settembre 2001.

Gregoretti C., Dalla Fontana G. (2007). Rainfall threshold for the initiation of debris flows by channel bed failure of the Dolomites. Fourth International Conference On Debris Flow Hazard Mitigations: Mechanics, Prediction and Assessment. Chengdu– Cina 10-13 September.

Gregoretti C., Dalla Fontana G. (2008). The triggering of debris flow due to channel-bed failure in some alpine headwater basins of Dolomites: analyses of critical runoff. Hydrological Processes, vol. 22.

Gregoretti C., Degetto M. (2012a). Debris Flow Modeling Tool: Reference Manual. Available at following web site: www.paramount-project.eu

Gregoretti C., Degetto M. (2012b). Modello di innesco di una colata detritica originata dall'erosione di sedimenti per deflusso superficiale e dell'idrogramma solido-liquido. XXX Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Brescia 10-14 Settembre.

Gregoretti C., Degetto M., Crucil G., Pimazzoni A. (2013). Studio idrogeologico del bacino di Cancìa e modellazione idraulica delle colate detritiche con le diverse configurazioni richieste dalle soluzioni progettuali degli interventi di difesa dell'abitato di Cancìa in comune di Borca di Cadore (BL) e studio sulla funzionalità del consolidamento della soglia a monte della piazza di deposito alta di Ravina di Cancìa a quota 1500 m s.l.m. circa. Elaborato E03-Studio geomorfologico del bacino e modello di innesco delle colate detritiche. Provincia di Belluno, Servizio Difesa del Suolo e Protezione Civile.

Gregoretti C., Degetto M., Crucil G., Pimazzoni A. (2013). Studio idrogeologico del bacino di Cancìa e modellazione idraulica delle colate detritiche con le diverse configurazioni richieste dalle soluzioni progettuali degli interventi di difesa dell'abitato di Cancìa in comune di Borca di Cadore (BL) e studio sulla funzionalità del consolidamento della soglia a monte della piazza di deposito alta di Ravina di Cancìa a quota 1500 m s.l.m. circa. Elaborato E04-Modellazione idraulica di propagazione e deposito delle colate detritiche per i casi previsti (Bozza incompleta). Provincia di Belluno, Servizio Difesa del Suolo e Protezione Civile.

Gregoretti C., Degetto M., Crucil G., Pimazzoni A. (2013). Studio idrogeologico del bacino di Cancìa e modellazione idraulica delle colate detritiche con le diverse configurazioni richieste dalle soluzioni progettuali degli interventi di difesa dell'abitato di Cancìa in comune di Borca di Cadore (BL) e studio sulla funzionalità del consolidamento della soglia a monte della piazza di deposito alta di Ravina di Cancìa a quota 1500 m s.l.m. circa. Elaborato E02-Analisi pluviometrica e modellazione idrologica del bacino di Cancìa nei due principali sottobacini (Salvella e Bus del Diau). Provincia di Belluno, Servizio Difesa del Suolo e Protezione Civile.

Gregoretti C., Degetto M., Crucil G., Pimazzoni A., Boreggio M. (2013). Studio del versante sovrastante l'abitato di Chiapuzza, in comune di San Vito di Cadore (BL), per la messa in sicurezza dell'abitato relativamente al rischio di colate detritiche. Elaborato E07 F2-Modellazione idraulica della colata di detrito nelle varie ipotesi possibili. Provincia di Belluno, Servizio Difesa del Suolo e Protezione Civile.

Gregoretti C., Degetto M., Furlan M. (2011). GIS-based cell model for simulating debris flow routing and deposition phases on a fan. 5th International Conference on Debris-Flow Hazards, Mitigation, Mechanics, Prediction, Assessment, Padova 14-17 Giugno, 425-434.

Gringarten E, Deutsch V. C. (2001). Variogram interpretation and modeling. Matgematical Geology, Vol. 33, No. 4, 2001.

Isaaks E.H., Srivastava R.M. (1989). An Introduction to Applied geostatistics. New York: Oxford University Press.

Jain M.K., Kothyari U.C., Ranga K.G. (2005). GIS based distributed model for soil erosion and rate of sediment outflow from catchments. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 135(3), 100-109.

Johnston K., Ver Hoef J.M., Krivoruchko K., Lucas N. (2001). ArcGIS 9. Using ArcGIS Geostatistical Analyst. Environmental Systems Research Institute, New York.

Krivoruchko K., Gribov A., Ver Hoef J.M. (2001). Predicting Exact, Filtered, and New Values using Kriging. AAPG computer applications in Geology. Volume 2.

Lorenzetto M. (2002). La concentrazione di inquinanti in pozzi dell'alta padovana: un'analisi mediante il Kriging. Relatore Gaetan C., Facoltà di Scienze Statistiche, Università degli Studi di Padova.

Maione U. (2007). La sistemazione dei versanti e dei corsi d'acqua montani, 2a edizione. Castrolibero: Nuova Editoriale Bios s.n.c.

Marchetti M. (2000). Geomorfologia fluviale, 2a edizione. Bologna: Pitagora Editrice Bologna.

Mascarenhas F.C.B. & Miguez, M.G. (2002). Urban flood control through a mathematical cell model. Water International, IWRA, 27(2), 208-218.

McKnight T., Hess D. (2002). Geografia fisica: comprendere il paesaggio. Padova: Piccin Nuova Libraria S.p.a.

Mecatti F. (2010). Statistica di base: come, quando, perché. Milano: The McGraw-Hill Companies, S.r.l.

Miguez, M.G., Mascarenhas, F.C.B., Canedo de Magalhaes, L.P. & Vellozo D'Alterio, C.F. (2009). Plannig and design of urban flood control measures: assessing effect combination. Journal of Urban Planning and Development, ASCE, 135(3), 100-109.

Murachelli A., Riboni V. (2010). Rischio idraulico e difesa del territorio. Palermo: Dario Flaccovio Editore.

Neteler M., Mitasova H. (2008). Open Source GIS. A Grass GIS Approach, Third Edition. Springer Science+Business Media, LLC.

Oliver M. A., Webster R. (2013). A tutorial guide to geostatistics: Computing and modeling variograms and Kriging.

Pacini B., Picci L. (2001). Introduzione alla statistica, 2° edizione. Bologna: CLEUB.

Panizza M. (2007). Geomorfologia, 3a edizione. Bologna: Pitagora Editrice S.r.l.

Parriaux A. (2013). Fondamenti di geologia per l'ingegneria. Palermo: Dario Flaccovio Editore.

Posa D., De Iaco S. (2009). Geostatistica: teroria e applicazioni, 2a edizione. Torino: Giappichelli Editore.

Pugliese A. (2011). Tecniche di interpolazione geostatistica per la stima di progetto delle portate liquide in bacini non strumentati. Relatore Castellarin A., Dipartimento DICAM, Facoltà di Ingegneria, Università degli Studi di Bologna.

Raspa G. (2009). Dispense del corso integrato di calcolo delle probabilità e geostatistica applicata. Facoltà di Ingegneria. Università degli Studi di Roma "La Sapienza".

Robertson G.P. (2008). GS+: Geostatistics for the Environmental Sciences. Gamma Design Software, Plainwell, Michigan USA.

Rosatti G., Fraccarollo L., (2006). A well-balanced approach for flows over mobile-bed with high sedimenttransport. Journal of Computational Physics 220(1): 312-338.

Scheidl C., Rickenmann D. (2010). Empirical prediction of debris flow mobility and deposition on fans. Earth Surface process and Landforms 35.

Scorpio V. (2011). Analisi geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dell'Appennino campano: scenari di suscettibilità alluvionale. Relatore Santangelo N., Facoltà di Scienze matematiche, fisiche e naturali. Università degli Studi Federico II Napoli.

Stancanelli L. M. (2012). Fenomeni di interazione tra colate detritiche. Relatore Foti E., Dipartimento DICAM, Facoltà di Ingegneria. Università degli Studi di Catania.

Takahashi T. (2007). Debris Flow mechanics, Prediction and Countermeasures. Taylor and Francis London/Balkema, Leiden, The Netherlands.

Tancon F. (2013). Rilievo e interpretazione di alcuni parametri geomorfologici dell'area da colate detritiche del Rio Acquabona (BL). Relatore Scotton P., Dipartimento di Geoscienze. Università degli Studi di Padova.

Tobler, W. R. (1970). A computer movie simulating urban growth in the Detroit region. Economic Geography, 234–240.

Tognacca C., Bezzola GR. (1997). Debris flow initiation by channel-bed failure. Chen C. (ed) (1997) Proceedings of the First International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation ASCE -San Francisco - 7-9 August, Chen C. (eds), 44-53.

Trevisani S. (2004). Geostatistica nel contesto idrogeologico ed ambientale. Relatore Cesare B., Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica. Università degli Studi di Padova.

Trevisani S. (2014). Appunti e dispense del corso di introduzione alla geostatistica ambientale. CIRGEO: Università degli Studi di Padova.

Usai E. (2012). Manuale di idrologia per la progettazione. Metodologie di lavoro, elaborazioni matematiche, programmi di calcolo. Milano: HOEPLI.

Vettorello A. (2012). Geomorfologia del quartier del piave orientale (provincia di Treviso). Relatore Bondesan A., Facoltà di Scienze Geologiche. Università degli Studi di Padova

Zaksek K., Ostir K., Kokalj (2011). Sky-View Factor as a Relief Visualization Technique. Journal of Remote Sensing.

Zanuttigh B., Lamberti A. (2007). Instability and surge developments in debris flows. Reviews of Geophysics, 45.