



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

Scuola di Dottorato di Ricerca in Territorio, Ambiente, Risorse e Salute

Ciclo XXVI

**COLATE DETRITICHE: DINAMICHE DEGLI APPORTI DI
SEDIMENTO A SCALA INTEGRATA DI BACINO**

Direttore della Scuola: Ch.mo Prof. Mario Aristide Lenzi

Supervisore: Ch.mo Prof. Vincenzo D'Agostino

Dottorando: Gabriele Bertoldi

Alle Montagne, mia culla

e

Alle Neve, mia natura

Abstract

Flood-risk mitigation strategy is moving from fixed, structural and costly mitigation measures to more effective proactive solutions. This change is driven both by Flood Directive 2007/60/EC and limitations of financial resources and it requires a deep knowledge of the involved processes. In mountain catchments debris flow and debris floods are the most important sources of hazard and their impact on the fan areas is heavily conditioned by the sediment dynamics along the 'transport' reaches of the torrents. Last advances show how many cases of erosion and deposition within the transport reach greatly affects the total volume that is delivered to the fan as well the overall dynamics of the debris flow/flood event. Due to logistic and practical constraints this intermediate phase of the process has been scarcely investigated and the complex behavior of the sediment budgeting in torrent-streams is emerging.

The main objective of this work consists of collecting information on the evolution of the debris-flow sediment budget along Alpine torrents in order to provide novel data and analysis about erosive, depositional and recharging processes under different geological conditions. Moreover, economical and time resources become the limiting factor frequently and a priority ranking of the hazardous situation is mandatory when cost optimization and decisions about works priority are necessary and is also useful for monitoring projects connected with research or protective aims.

Two high frequency debris-flow catchments have been selected: the Rio Rudan basin in the geological setting of the Dolomites (near Cortina d'Ampezzo, Veneto Region, Italy) and the metamorphic dominated catchment of the Rio Gadria (near Lasa, Trentino Alto Adige, Italy), which has been recently instrumented. These catchments belong to the network of the EU Project MONITOR II and the instrumental monitoring system will be in operation in May 2011.

Furthermore two adjacent catchments have been studied, where an extreme rainfall event was recorded. Debris flows occurred on the 15th of August 2010 in the 'Rio Val Molinara' and 'Rio Val del Lago' torrents (Baselga di Pinè, Trento, Italy) seriously damaging the village of Campolongo. Event magnitudes were estimated equal to 40.000 and 10.000 m³ respectively and were almost completely generated by channel and bank erosion. The two catchments have a drainage area of about 1 km² and are characterized by porphyritic lithology and a dominant cover of conifer forest. Both basins were considered as sediment supply limited before the event and this evaluation was corroborated by more than 150 years of inactivity.

Periodical field monitoring has been carried out on Gadria and Rudan monitored reaches since summer 2011. 25 cross sections have been observed in the rio Rudan catchment along a 480 m torrent reach (slope of 36%) where additional sediment entrainment after debris-flow initiation takes place. 20 cross sections have been selected in the upper Rio Gadria basin and more precisely in two reaches close to debris-flow triggering areas. Other 31 cross sections have been also monitored of the Rio Gadria main channel covering a stream length of 1.4 km downstream of the source areas. Topographical survey of these cross

sections have been repeated periodically regardless the occurrence of rainstorm events, so directly detecting morphological changes and tracks of new flow depths on the banks. To monitor the recharging rates from the hillslopes surrounding the channel, some sediment traps have been also installed in the Rio Rudan and in the Rio Gatria (8 and 6 sediment traps respectively). Thanks to the time comparison of the cross sections under observation a sediment budget was conducted both for successive flood events and/or for silent periods. This budget has been related to morphological, geometric and flow dependent variables in order to detect the forcing and, in case it exists, a trend of the phenomena.

An intense field activity on Gatria catchment detected 208 active source areas affecting 13,8 % of the basin area. The above mentioned field surveys have been carried out at very steep slopes and they were partly limited by the respect of safe conditions for the surveyors. Thus, interrogation of digital landscape was necessary to identify the most interesting sub-basins in terms of sediment dynamics. The resulting number of unstable and potentially unstable slopes provided an inventory and a first mapping of the sediment source areas. The suitability of a 2 x 2 meters LiDAR DTM and DSM allowed a filtering of field-mapped source areas using a multi-factors analysis accounting for vegetation, ground roughness and image information.

Field observations on the degree of connectivity and activity of the source areas were combined with digital landscape indexes in order to produce a quantitative hazard hierarchization. It was proposed a new methodology which considers the hazard magnitude of a sediment source areas as a function of volume involved, expected mobility of the debris material, and disposition to motion. This last variable is strictly related to the potential energy of the debris-flow volume of each source area and to the nearness of the main channel. Field surveys in Val Molinara and Val del Lago have been carried out in summer 2011, providing geomorphic estimation of type of process (debris flow/debris flood), removed volumes, post-event sediment availability, local peak discharges and flow velocities of 150 homogeneous reaches subdivided into 200 cross sections. Field data were then compared with pre and postevent using high resolution DTMs (1 m grid cell size) derived from airborne laser scanner.

The complexity of the phenomena was analysed on multitemporal cross section dataset evidencing statistical distribution of thalweg erosion and deposition, sediment dynamics in channel network in different sediment supply and geology conditions and variables forcing these dynamics. Outcomes include linkages between the erosive depth and geomorphic and hydraulic variables, highlighting the importance of the surge depth in the studied events. Finally, this study reconstructed the basal normal, the shear stresses and the pore pressure, which are associated with the surge transit, determining thresholds for debris-flow erosion and calibrating empirical relations between the stresses and the measured erosion depths.

Riassunto

La mitigazione del rischio idrogeologico sta subendo una modificazione importante, poiché, a causa della recente direttiva Alluvioni (2007/60/CE) e della scarsità di risorse degli enti locali, si vanno ricercando misure di mitigazione più economiche rispetto alle tradizionali opere strutturali di difesa. In area alpina un fattore fondamentale nella protezione dal rischio idrogeologico è relativo alla gestione e al controllo del sedimento mobilizzabile nei bacini e dai canali da colata detritica, variabile, quest'ultima, che si riflette direttamente sui costi di un progetto di sistemazione idraulico-forestale e sui costi di manutenzione delle opere attive e passive. Sussiste ancora, per quanto riguarda la valutazione delle dinamiche erosivo-deposizionali, un ampio margine di incertezza a causa della scarsità di dati di campo, che è imputabile soprattutto, alle difficoltà logistiche nel monitorare fenomeni impulsivi e fortemente distruttivi (Horton et al., 2008, Conway et al., 2009, Iverson et al., 2011, Schurch et al. 2011, McCoy et al., 2012).

Obiettivo principale di questo progetto è di contribuire alle conoscenze di base indirizzate alla modellazione a scala integrata di bacino delle colate detritiche, quindi di descrivere le forzanti geomorfiche che influenzano i pattern erosivi e deposizionali lungo il tratto di percorrenza di colate detritiche e fornire delle metodologie di indagine e degli strumenti quali e quantitativi per la stima delle grandezze in gioco. L'alta variabilità del fenomeno sia intrinseca sia legata a differenze reologiche e litologiche del bacino di attività, impone inoltre di indagare tali forzanti sui diversi gruppi litologici delle Alpi. In particolare si è cercato di monitorare sia colate fangose che granulari che miste afferenti a litologie metamorfiche, magmatiche (in particolare intrusive) e dolomitiche.

I bacini di studio sono stati identificati differenziandoli per i tipi litologici maggiormente rappresentati sulle Alpi centro orientali, includendo sia bacini con eventi di colata detritica già verificati sia bacini in cui è probabile il verificarsi di eventi durante il periodo di dottorato. In particolari sono stati studiati 4 bacini montani, raggruppati in tre casi studio, due in Trentino, uno in Veneto ed uno in Alto Adige, descritti di seguito.

- Torrente Gadria: iniziato a studiare nel contesto del progetto Europeo Monitor II, con leader Partner la libera Università di Bolzano ed il sostegno della Ripartizione 30 (servizio opere idrauliche) della provincia di Bolzano. Il bacino ricade nel dominio metamorfico, è soggetto a colate detritiche con alta magnitudo ed alta frequenza ed è ad alimentazione solida illimitata. Sul bacino sono state realizzate stime geomorfiche, un modello per la prioritizzazione della pericolosità delle aree sorgente di sedimento, monitoraggio per lo studio del sediment budget e modellazione.

- Torrente Rudan: bacino del dominio dolomitico in provincia di Belluno, con eventi frequenti e ad alimentazione solida illimitata, di elevato interesse per la recente costruzione di una briglia filtrante a monte dell'abitato di Peaio di Cadore. Sul bacino, studiato nel contesto di una consulenza per la regione nel 2002 da questo gruppo di ricerca, sono stati attivati monitoraggi sul sediment budget.

- Rio Molinara e Rio Val del Lago: bacini ad alimentazione solida limitata in Provincia di Trento, attivati con colata il 15 agosto 2010 e di forte interesse per l'evento ad alta magnitudo, elevati tempi di ritorno e forte componente erosiva. Sui bacini sono state effettuate stime geomorfiche, stime dei pattern erosivi e modellazione bidimensionale. La base dati e le informazioni di base sono state fornite dal Servizio Bacini Montani della Provincia Autonoma di Trento.

Nei casi di studio le dinamiche di sedimento sono state considerate in modo spazialmente integrato, andando dall'origine del sedimento stesso fino alla deposizione e focalizzando l'attenzione sulla parte intermedia del processo, ossia i fenomeni di bulking e de-bulking in canale (Theule et al., 2012). Sono state approntate in primo luogo metodologie di rilievo standardizzate, con margini di adattamento per i singoli bacini. Le stime geomorfiche, realizzate con il metodo D'Agostino e Marchi (2003), modificato aggiornandolo con la base dati ed il software attuali, in particolare per il trattamento dei dati topografici, è stato utilizzato come analisi di base per ricostruire lo stato di ricarica dei bacini (Borselli et al., 2008, Kienholz et al., 2010). Laddove necessario, come sul Gadria, una profonda compenetrazione tra analisi GIS avanzata delle topografie derivate dai DTM si è resa necessaria per l'ottimizzazione delle stime stesse. Sui bacini ad alimentazione solida limitata (val del Lago e val Molinara) è stata approntata una procedura per la stima dei pattern erosivi degli eventi già verificati, mentre sui bacini con attività frequenti sono stati realizzati dei sistemi di rilievo multitemporale della mobilitazione del sedimento in canale e sulle aree sorgente (Berger et al., 2011, McCoy et al., 2012, Theule et al., 2012).

Le stime geomorfiche hanno permesso di individuare un criterio per l'individuazione quantitativa dei bacini ad alimentazione solida limitata ed illimitata, e di confrontare i casi di studio con i dati bibliografici.

Il modello di prioritizzazione delle aree sorgente di sedimento sviluppato è basato su due scale concettuali: una di bacino ed una di area sorgente. Alla prima scala con un indicatore viene valutata l'attitudine del bacino a produrre colate detritiche, mentre alla scala di area sorgente vengono valutate con due indicatori la propensione all'innesco dell'area (upslope) e la capacità di far pervenire volume alla sezione di chiusura (downslope). Gli indicatori sono poi raggruppati in un indice che ha mostrato una buona efficacia sia nel confronto con la localizzazione delle sistemazioni storiche, sia nell'attivazione delle aree sorgente di 3 eventi considerati.

Gli studi sui pattern erosivi nei bacini ad alimentazione solida limitata sul rio val del Lago e sul rio Val Molinara hanno permesso di individuare per questi bacini le variabili maggiormente influenzanti la componente erosiva, in particolare le variabili dinamiche (velocità e portata) e la profondità del flusso. La pendenza ricopre un ruolo ambiguo e non dominante, in accordo con quanto trovato da altri autori. Maggiori analisi sono necessarie per quanto riguarda le variabili fisiche del fenomeno, come gli sforzi normale e tangenziali e la pressione basale. Tali analisi saranno effettuate durante il terzo anno di dottorato.

Dai risultati delle analisi multi temporali risulta evidente come le colate hanno un impatto morfologico molto maggiore rispetto ai lunghi periodi senza evento, anche contraddistinti da portate liquide importanti in relazione al canale in esame. Le sediment trap hanno permesso invece di individuare la produzione di sedimento in area sorgente, evidenziando valori maggiori in ambito dolomitico che non in quello metamorfico. Per entrambe le componenti l'associazione del tempo di ritorno della pioggia con la magnitudo di evento non sembra appropriata a descrivere il fenomeno.

La propagazione nel reticolo idrografico sembra essere il meccanismo principale di accrescimento volumetrico (e quindi reologico-fisico) delle colate detritiche, in una dinamica di erosione e deposito estremamente complessa. Tassi di erosione e deposito medi indicano il comportamento medio della colata e, sulla scala spaziale del reticolo idrografico, pur mantenendosi su valori non elevati possono accrescere considerevolmente il volume della colata stessa. La pendenza, purchè elevata e superiore a certi valori soglia, sembra non avere un ruolo centrale e diretto nell'erosione da colata detritica in canale, andando invece ad influenzare la distribuzione degli sforzi sul controrno della sezione mentre un buon previsore per stimare la profondità erosiva sembra essere invece l'altezza del fronte di colata.

I fenomeni erosivi da colate detritiche sembrano avere una forte componente stocastica, che va attenuandosi al crescere della magnitudo di evento facendo emergere le forzanti fisiche che guidano e condizionano il fenomeno. Come indicato dai più recenti studi in materia, l'equilibrio tra gli sforzi normale e tangenziale e l'effetto del fronte sulla pressione interstiziale sembrano essere il fattore maggiormente condizionante la capacità erosiva della colata sia con una matrice dolomitica, che con una matrice vulcanica che con una matrice metamorfica.

Sommario

1.	Introduzione	10
1.1.	Descrizione e classificazione delle colate detritiche	12
1.1.1.	Dinamica delle colate detritiche a scala di bacino	16
1.1.2.	Meccanismi di innesco	17
1.1.3.	Interazioni con il canale e propagazione	21
1.1.4.	Sviluppi recenti sulle interazioni colate detritiche – canale in studi di campo	27
1.1.5.	Dinamiche deposizionali in conoide	30
1.2.	Modellazione ed analisi delle colate detritiche	33
1.2.1.	Valutazione della magnitudo potenziale delle colate detritiche	33
1.2.2.	Approccio empirico e semi empirico alla modellazione di colate detritiche	35
1.2.3.	Approccio fisico alla modellazione di colate detritiche	37
2.	Obiettivi	43
3.	Casi di studio	45
3.1.	Dominio metamorfico: bacino del torrente Gadria (BZ)	46
3.1.1.	Descrizione generale	46
3.1.2.	Catasto eventi e misure di mitigazione	48
3.1.3.	La strumentazione del bacino sperimentale	53
3.2.	Dominio dolomitico: rio Rudan (BL)	54
3.2.1.	Descrizione generale	54
3.2.2.	Catasto eventi	57
3.3.	Dominio porfirico: val Molinara e val del Lago (TN)	60
3.3.1.	Descrizione generale	60
3.3.2.	Rio Val Molinara	61
3.3.3.	Rio Val del Lago	63
4.	Materiali e metodi	67
4.1.	Stime geomorfiche	68
4.2.	Rilievi multitemporali	70
4.3.	Sediment trap	76
4.4.	Differenza di modelli digitali del suolo, DoD	77
4.5.	Piani di monitoraggio ed analisi sito-specifiche	78
4.5.1.	Rio Gadria, schema di monitoraggio e peculiarità	78

4.5.2.	Rio Rudan, schema di monitoraggio e peculiarità	82
4.5.3.	Rio Val Molinara, schema di monitoraggio e peculiarità	86
5.	RISULTATI	93
5.1.	Gadria	93
5.1.1.	Stime geomorfiche	93
5.1.2.	Management Priority Index	95
5.1.3.	Rilievi multitemporali e DoD	108
5.1.4.	Sediment budget in area sorgente	125
5.2.	Rudan	127
5.2.1.	Stime Geomorfiche	127
5.2.2.	Rilievi multitemporali e DoD	127
5.2.3.	Sediment budget in area sorgente	141
5.3.	Analisi e confronto bacini ad alimentazione solida illimitata: rii Gadria e Rudan	143
5.3.1.	Variazioni morfologiche e bilanci volumetrici: risultati	143
5.3.2.	Parametrizzazioni variazioni morfologiche	148
5.4.	Val Molinara e val del Lago: bacini ad alimentazione solida limitata	154
5.4.1.	Stime geomorfiche	154
5.4.2.	Analisi multitemporale	155
5.4.3.	Descrizione dei pattern erosivo dell'evento ed analisi dati	158
6.	Discussioni	173
6.1.	Identificazione delle priorità di intervento delle aree sorgente di sedimento in bacini soggetti a colate detritiche	173
6.2.	Variabilità e fenomenologia della mobilità di sedimento in canali da colata detritica	178
6.3.	Interazioni tra colate detritiche e canale: forzanti e meccanismi di erosione – deposito	197
7.	Conclusioni	203
8.	Ringraziamenti	207
9.	Bibliografia	208

1. Introduzione

“Ora ogni sistema di difesa, che non impedirà anzitutto l’erosione della montagna, sarà sempre incompleta, per la semplice ragione che le materie, una volta messe in movimento, debbano necessariamente depositarsi in qualche luogo”. Tornani et al., 1985, in Puglisi, 2013.

Nella primavera 2011 il rapporto Ecosistema Rischio 2010, redatto congiuntamente dal Dipartimento Nazionale di Protezione Civile e da Legambiente, evidenziava che il 7,1 % di superficie nazionale è soggetta ad alto rischio idrogeologico, comprendendo 5581 comuni (il 68,9 % dei municipi italiani). A livello Europeo la Floods Directive" 2007/60/CE, recepita dal Decreto Legislativo 49 del 23 febbraio 2010 impone obblighi di valutazione, mappatura e gestione di pericolo e rischio. Tale quadro normativo va a imporre vincoli ed obblighi in un settore di pericolosità ambientale in cui gli eventi estremi stanno aumentando in frequenza a causa del cambiamento climatico. In particolare, le Alpi e le aree montane in generale risultano essere le porzioni di territorio più sensibili e più vulnerabili alle variazioni climatiche (Jakob e Friele, 2009, Pierce et al, 2009, Stoffel e Beniston, 2006).

In queste aree i fenomeni gravitativi di massa, in particolare quelli rapidi (Rapid Mass Movements) come frane, rock avalanches, valanghe, colate di detrito e di fango e piene con trasporto solido hanno un'importanza fondamentale nella pianificazione territoriale (Brundl et al, 2009, Barbolini, 2008). Tra questi le colate detritiche sono considerate il processo geomorfologico più pericoloso, in quanto a causa della'alta (e variabile) mobilità possono arrivare ad interessare non solo le aree all'interno e nelle adiacenze dei torrenti, ma l'intero conoide, proprio laddove sono più concentrati gli insediamenti antropici delle vallate alpine (Hurlimann et al, 2006, Iverson, 1997).

Per rispondere alle esigenze di sicurezza delle popolazioni di montagna notevoli sforzi sono stati profusi nello studio della dinamica delle colate detritiche, in particolare focalizzando l'attenzione sulla fase deposizionale (Hurlimann et al, 2008, Rickenmann, 1999). Quasi simile attenzione è stata rivolta ai processi di innesco, campo nel quale l'utilizzo di modelli digitali del suolo ad alta risoluzione stanno aprendo nuove prospettive ad una precisa e mirata modellazione (Tarolli et al, 2009, Tarolli e Tarboton, 2006, Montgomery e Dietrich, 1994). Se innesco e deposizione sono fenomeni per cui la conoscenza comincia a potersi dire buona, il passaggio chiave della piena conoscenza della dinamica di trasporto ed evoluzione della colata lungo il suo percorso è ancora un campo con ampie incertezze (Iverson et al, 2010). Se infatti è

la magnitudo della colata una delle variabili più importanti da valutare nella valutazione del pericolo, il budget di volume tra l'innesco e l'arresto è la chiave per ottenere valutazioni della pericolosità più precise (Iverson et al, 2010, Brayshaw ed Hassan, 2009, Hurlimann et al, 2008). In questo contesto l'evoluzione di modelli concettuali e semi empirici come quelli di Gruber et al. (2008) e di Marchi e Dalla Fontana (2004) verso l'integrazione di relazioni che prevedano il budget volumetrico, per poi passare ad una modellazione più fisicamente basata, si sta dimostrando il fulcro della ricerca nell'hazard management delle colate detritiche.

“Con minore spesa e senza gravi difficoltà essa potrà riuscire a distruggere la causa fondamentale del male, consentendo di scovare e di ammazzare la fiera, per esprimersi con un’immagine, nella sua stessa tana e prima che ne esca, anziché attenderla in aperta campagna per abbatterla e tantomeno in casa propria.”
Valente, 1905, in Puglisi, 2013.

1.1. Descrizione e classificazione delle colate detritiche

Una colata detritica si verifica quando masse di sedimento saturo in acqua si mobilitano a causa delle forze gravitative e si muovono lungo una pendenza (Takahashi, 2007, Iverson, 1997). Il comportamento delle colate detritiche è solitamente non stazionario, caratterizzato da fronti d'onda di intertempo variabile da secondi ad ore, a seconda della natura del fenomeno (Iverson et al, 2010, Iverson, 1997, Rickenmann et al, 1993). I fronti d'onda sono seguiti da un fluido meno concentrato e con minor portata, spesso con caratteristiche di colata iperconcentrata e che tendono ad approfondire il canale di passaggio della colata detritica (Pierson, 1980, Iverson et al, 2010). Distinguendo un singolo fronte di colata, si possono identificare 3 parti con caratteristiche differenti (Fig. 1 1):

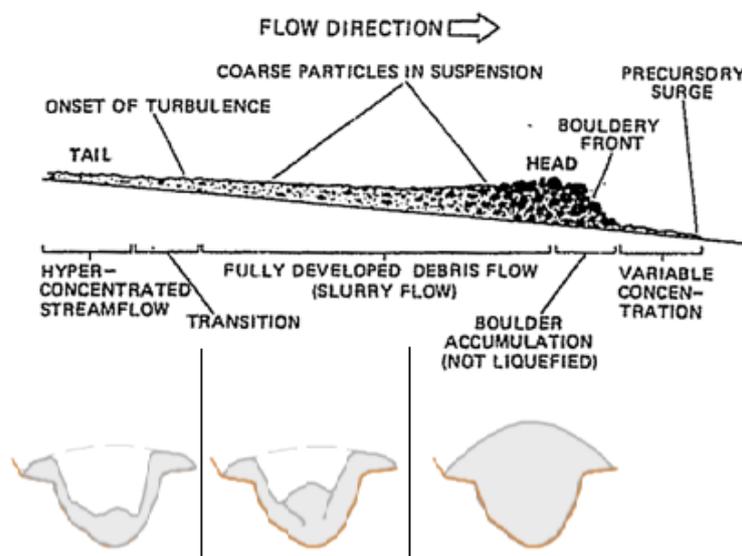


Fig. 1-1: Schema modello di una colata detritica in sezione ed in profilo (Pierson, 1980, modificato)

- il fronte (bouldery front o snout), parzialmente saturo, probabilmente con forte potere erosivo (Iverson et al, 2011) ed in cui si concentrano i sedimenti con granulometria maggiore ed il detrito legnoso. Rappresenta il picco di portata, e può essere anticipato da roll waves minori dette precursori (Iverson et al, 2011, Iverson 1997, Costa 1984, Major, 2000).

- Il corpo della colata (body o slurry flow), generalmente si presenta saturo, e con caratteristiche di corpo viscoso evidenziate con modellazione fisica sia su piccola che su grande scala (Iverson, 1997, Katina, 2006). Inoltre la superficie libera del corpo si presenta sostanzialmente parallela al fondo dell'alveo, indicando condizioni di sostanziale uniformità del moto (Davies, 1986). Il corpo, tuttavia, può presentare singolarità instabili generanti roll waves secondarie in grado di trasportare clasti anche di dimensioni metriche. La capacità erosiva del corpo è stata per la prima volta indagata in campo da Berger et al. (2010) sul bacino sperimentale dell'Illgraben (CH), ma nonostante si ritenga connessa al grado di saturazione del fluido, il ruolo nell'erosione-deposizione di questa fase è del tutto da investigare (Iverson et al, 2011, Berger et al, 2010).

- La coda (tail), solitamente in forma di corrente iperconcentrata per la bassa concentrazione volumetrica ed in cui sono presenti le granulometrie minore (Martino et al, 2005). Anche in questo caso il ruolo nel budget volumetrico dell'evento è del tutto da valutare.

Dal punto di vista fisico le colate detritiche si differenziano da rock avalanches e trasporto solido per il contemporaneo ed interagente effetto di forze dovute alle componenti liquida e solida (Iverson et al, 1997). La velocità della componente liquida è simile e concorde con quella della componente solida, il che non succede nei flussi con trasporto solido. Questo inoltre permette di descrivere il fenomeno, in prima approssimazione, come un fluido viscoso monofasico (Remaitre et al, 2005). La componente solida inoltre non conserva la forma originale, e si assiste ad un completo rimescolamento del sedimento. Questo, assieme al ruolo fondamentale della componente liquida nella movimentazione del sedimento stesso, differenzia sostanzialmente le colate detritiche dalle frane (Jakob, 2005). La comprensione dei meccanismi con cui queste forze interagiscono, ed il loro effetto sulla morfologia e sul sedimento su cui la colata scorre è essenziale per gestire pericolo e rischio ed attuare una gestione del territorio oculata sia nel breve che nel lungo periodo (McCoy et al, 2010).

Tuttavia la distinzione tra colata detritica ed altri fenomeni gravitativi non è univoca, e numerose sono le classificazioni utilizzate per il riconoscimento, generalmente basate sui meccanismi di innesco, le caratteristiche del bacino, la velocità e la durata dell'evento (Bardou et al, 2003, Iverson, 1997, Bagnold, 1954). Classicamente tuttavia è la concentrazione volumetrica ad avere il peso maggiore nel definire o meno una colata detritica, spesso considerata insieme alla matrice fine ed alla reologia (Juliet et al, 1997, Coussot e Meunier, 1996, Costa, 1984).

Il problema principale nell'applicazione di queste classificazioni a colate detritiche studiate in campo è la difficoltà nell'accertare sia la concentrazione che le altre variabili valutate. Per tentare di arrivare ad una classificazione applicabile e condivisa Hungr et al. (2001) hanno proposto una differenziazione sulla base della stima del contenuto in acqua, del materiale coinvolto, della velocità e di condizioni osservabili, suddividendo i fenomeni gravitativi in 10 classi (Tab. 1-1). Secondo questa classificazione si definisce debris flow (colata detritica) un flusso formato da detrito saturo, senza acqua libera, capace di formare canali e di incrementare il contenuto in acqua e con velocità elevate.

La velocità delle colate detritiche, in particolare, è dovuta all'interazione tra massa liquida e sedimento, ed ha effetti importanti sulla magnitudo dei processi erosivi. Generalmente le velocità riscontrate nelle colate detritiche si pongono tra i 5 ed i 15 ms^{-1} ma si sono osservati range estremi tra 1 e 20 ms^{-1} (Prochaska et al, 2008, Breien et al, 2008, Julien et al. 2010, Arattano e Marchi, 2005).

Sia nella formazione che nel movimento di una colata detritica un ruolo fondamentale è dato dalla presenza di un'incisione topografica che mantiene confinato il flusso. Ciò permette il confinamento delle turbolenze interne al fluido sia grazie al confinamento stesso sia grazie al mantenimento di un'altezza di

flusso in grado di non far prevalere lo sforzo tangenziale (Brayshaw ed Hassan, 2009, Iverson, 1997). A causa delle turbolenze interne inoltre nella colata vi è una segregazione inversa della granulometria, con diametri maggiori verso la superficie della colata, sul fronte e lungo i lati del flusso. Proprio questo confinamento crea un'auto canalizzazione del flusso dovuta alla prevalenza delle forze di attrito sull'energia cinetica dei clasti grossolani segregati ai lati del flusso principale, originando strutture arginali a granulometria inversa detti levee (Iverson, 1997, Costa, 1984). I fenomeni di erosione e deposizione lungo la fase di movimento e di arresto della colata, così come quelli di incorporazione e perdita di componente liquida sono di primaria importanza nella pericolosità delle colate detritiche, e possono trasformare il flusso da colata detritica in altro e viceversa (Iverson, 2010, Brayshaw e Hassan, 2009).

Tab. 1-1: Classificazione dei moti gravitativi secondo Hungr et al. (2001).

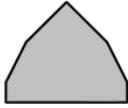
Material	Water Content	Special Condition	Velocity	Name
Silt, Sand, Gravel, Debris	Dry, moist or saturated	- no excess pore-pressure - limited volume	Various	Non-liquified sand (silt, gravel, debris) flow
Silt, Sand, Debris, Weak rock	Saturated at rupture surface content	- liquifiable material - constant water	Ex. Rapid	Sand (silt, debris, rock) flow slide
Sensitive clay	At or above liquid limit	- liquefaction <i>in situ</i> - constant water content	Ex Rapid	Clay flow slide
Peat	saturated	- excess pore-pressure	Slow to Very Rapid	Peat flow
Clay or Earth	Near plastic limit	- slow movements - plug flow (sliding)	< Rapid	Earth flow
Debris	saturated	- established channel - increased water content	Ex. Rapid	Debris flow
Mud	At or above liquid limit	- fine-grained debris flow	> Very Rapid	Mud flow
Debris	free water present	- flood	Ex. Rapid	Debris flood
Debris	partly or fully saturated	- no established channel - relatively shallow - steep source	Ex. Rapid	Debris avalanche
Fragmented rock	various, mainly dry	- intact rock at source - large volume	Ex. Rapid	Rock avalanche

Alcuni fenomeni, nonostante la classificazione di Horton et al. (2008) li scorpori dalle colate detritiche, sono molto difficile da distinguere in modo netto e preciso, come ad esempio le correnti iperconcentrate (debris flood) e le colate di fango (mud flow). Le prime sono essenzialmente colate detritiche con minor concentrazione, ma è importante ricordare che la concentrazione di passaggio tra colate detritiche e piene di detriti (debris flood) cambia notevolmente a seconda del materiale, ed è individuabile tra il 20 ed il 40 % (Costa, 1984). Una corrente iperconcentrata può diventare una colata detritica, in caso inglobi abbastanza materiale da arrivare a saturazione, ed una colata detritica può trasformarsi in corrente iperconcentrata, nel caso in cui un affluenti forniscano sufficiente acqua o che la colata depositi sufficiente sedimento a causa di ostacoli ambientali o antropici.

Le colate di fango sono estremamente simili alle colate detritiche, differendo per il più alto contenuto in materiale fine (argilla e limo), in grado di trattenere maggiormente l'acqua e di mantenere il flusso più fluido, aumentando la distanza di arresto della colata (Barbolini, 2008, Scott et al, 2007).

Le colate detritiche hanno quindi una variabilità fenomenologica notevole, data in modo particolare dal materiale detritico che le compone e dalla quantità d'acqua. Ancey (1999) differenzia su base reofisica 3 tipologie di colata per evidenze geomorfiche del deposito e proprietà meccaniche. In questa classificazione, ripresa da Bardou et al. (2003), quelle che venivano chiamate colate fangose, granulari e fluide assumono i nomi di viscoplastico, collisionale-frizionale e frizionale-viscoso (Tab. 1-2).

Tab. 1-2: Classificazione reofisica delle colate detritiche secondo Ancey (1999) modificata da Bardou et al. (2003).

Meccanica	Nome scientifico	viscoplastico	collisionale-frizionale	frizionale-viscoso
	Modello reologico appropriato	Herschel-Bulkley Bingham	Coulomb, equazione costitutiva del collisionale-frizionale	Coulomb a bassa velocità Newtoniano (<i>power law</i>) a elevata velocità
Osservazione in campo	Nome comune	fangosa	granulare	fluida
		regolare, con limiti ben definiti, molto coesivo da secco	irregolare, senza limiti netti, non coesivo da secco	come un terrazzo alluvionale, molto coesivo da secco
	Forma del deposito			
		sezione arginale	sezione arginale	sezione a corpo intero (scala diversa rispetto al disegno di quelle arginali)
	Pendenza di arresto	< 2°	< 10°	< 1°
Granulometria	fraz. grossolana ++ matrice fine ++ argilla +	fraz. grossolana ++ matrice fine - argilla - -	fraz. grossolana - / + matrice fine ++ limo + argilla - -	

Generalmente le colate a reologia fangosa vengono associate a bacini con sedimento di origine metamorfica, mentre il sedimento di origine magmatica solitamente origina colate granulari. Le colate a reologia fluida sono solitamente collegate a sedimento di tipo terrigeno, mentre le colate dolomitiche presentano solitamente un comportamento intermedio tra la tipologia fangosa e granulare (D'Agostino e Cesca, 2009, D'Agostino et al, 2010). Ciononostante un bacino idrografico, in particolare i bacini a matrice metamorfica, possono originare per differenti eventi colate detritiche con differenti reologie (Iverson et al, 2010, Iverson 2002).

Considerando inoltre che la variabile più importante per la valutazione del pericolo e del rischio riguardo alle colate detritiche è data dalla magnitudo dell'evento (Hurlimann et al, 2008) e che la stessa ha una notevole importanza anche sulla capacità erosiva della colata stessa (Brien et al, 2008), altra importante classificazione riguarda la dimensione della colata, proposta da Jakob (2005). Tale classificazione si basa su 10 classi di volume dell'evento, sull'area inondata e sulla portata al picco, e la sua applicazione è particolarmente utile nell'utilizzare scenari di pericolo nella pianificazione territoriale (Tab. 1-3).

Tab. 1-3: Classificazione delle colate detritiche in base alla dimensione (Jakob, 2005).

Size class	V , range (m ³)	Q_b , range (m ³ /s)	Q_v , range (m ³ /s)	B_b (m ²)	B_v (m ²)	Potential consequences
1	<10 ²	<5	<1	<4×10 ²	<4×10 ³	Very localized damage, known to have killed forestry workers in small gullies, damage small buildings
2	10 ² –10 ³	5–30	1–3	4×10 ² –2×10 ³	4×10 ³ –2×10 ⁴	Could bury cars, destroy a small wooden building, break trees, block culverts, derail trains
3	10 ³ –10 ⁴	30–200	3–30	2×10 ³ –9×10 ³	2×10 ⁴ –9×10 ⁴	Could destroy larger buildings, damage concrete bridge piers, block or damage highways and pipelines
4	10 ⁴ –10 ⁵	200–1500	30–300	9×10 ³ –4×10 ⁴	9×10 ⁴ –4×10 ⁵	Could destroy parts of villages, destroy sections of infrastructure corridors, bridges, could block creeks
5	10 ⁵ –10 ⁶	1500–12,000	300–3×10 ³	4×10 ⁴ –2×10 ⁵	4×10 ⁵ –2×10 ⁶	Could destroy parts of towns, destroy forests of 2 km ² in area, block creeks and small rivers
6	10 ⁵ –10 ⁶	N/A	3×10 ³ –3×10 ⁴	>2×10 ⁵	2×10 ⁶ –3×10 ⁷	Could destroy towns, obliterate valleys or fans up to several tens of km ² in size, dam rivers
7	10 ⁶ –10 ⁷	N/A	3×10 ⁴ –3×10 ⁵	N/A	3×10 ⁷ –3×10 ⁸	Could destroy parts of cities, obliterate valleys or fans up to several tens of km ² in size, dam large rivers
8	10 ⁷ –10 ⁸	N/A	3×10 ⁵ –3×10 ⁶	N/A	3×10 ⁸ –3×10 ⁹	Could destroy cities, inundate large valleys up to 100 km ² in size, dam large rivers
9	10 ⁸ –10 ⁹	N/A	3×10 ⁶ –3×10 ⁷	N/A	3×10 ⁹ –3×10 ¹⁰	Vast and complete destruction over hundreds of km ²
10	>10 ⁹	N/A	3×10 ⁷ –3×10 ⁸	N/A	>3×10 ¹⁰	Vast and complete destruction over hundreds of km ²

V is the total volume, Q_b and Q_v are the peak discharge for bouldery and volcanic debris flows, respectively, B_b and B_v are the area inundated by bouldery and volcanic debris flows. N/A signifies that bouldery debris flows of this magnitude have not been observed. The constant in Eq. (2) was rounded so that B by non-volcanic debris flows is 10 times smaller than that of volcanic debris flows.

1.1.1. Dinamica delle colate detritiche a scala di bacino

Una colata detritica è un corpo in continua e costante evoluzione, con effetti reciproci tra il fluido e la morfologia del canale in cui scorre (Remaitre et al, 2005, Cenderelli e Kyte, 1998). Generalmente viene assunta una semplificazione per cui vengono differenziate tre zone:

- Zona di innesco, o di origine della colata, individuabile sia in canale, che in colluviali, che in pendio aperto, purché sia presente pendenza elevata, detrito disponibile e pressione interstiziale elevata (Iverson, 1997).
- Zona intermedia, impropriamente detta di trasporto. In questa zona la dinamica delle colate è estremamente variabile, ed apporti di sedimento dalle sponde e da aree sorgenti laterali, così come ostruzioni effimere dell'alveo o affluenti in piena liquida, possono variare sia la magnitudo che la concentrazione, che la reologia. Questa fase delle colate è la meno studiata, sia per le difficoltà di ricerca che presenta sia perché considerata pressoché statica (Ferro, 2006). Gli ultimi studi di Iverson (2010, 2011), Brayshaw e Hassan (2009) e Prochaska et al, (2008) sembrano invece evidenziare l'importanza di questa fase nella valutazione del pericolo.
- Zona di deposito o zona di runout, la cui estensione dipende in modo importante dalla reologia della colata detritica e dalla concentrazione del fluido, oltre che da condizione topografiche e microtopografiche locali (Stolz e Huggel, 2008, Van Dine, 1996). Le pendenze in cui si verificano il rallentamento e l'arresto del fronte e del corpo della colata detritica sono inferiori ai 10-15° per i flussi non confinati e a 4-8° per i flussi confinati (Barbolini, 2008, Ikeya, 1981). Lobi frontali con

granulometrie elevate e forma irregolare sono in genere attribuiti a flussi granulari, mentre lobi frontali a minore granulometrie e meglio definiti sono solitamente attribuiti a colate fangose (Barbolini, 2008, Hungr et al, 1987, Innis, 1983).

1.1.2. Meccanismi di innesco

L'importanza del reticolo minore e l'interdipendenza tra inneschi su frane superficiali e di reticolo minore e innesco in canale è stato investigato da Brayshaw e Hassan (2009), trovando che maggiori pendenze e volume di innesco e minori volumi di carico dei canali principali e angoli planimetrici di entrata dei "gully" negli stessi favoriscono il passaggio diretto dai movimenti di massa in frane superficiali e "gully" minori fino a formare colate detritiche nel canale principale (Berger et al, 2010, Brayshaw e Hassan, 2009). Una colata detritica si innesca quando sono soddisfatte le condizioni di disponibilità di sedimento su di una pendenza adatta a seconda del materiale (15° - 60°), e di saturazione idrica tale per cui le pressioni interstiziali nel pendio-canale superano una certa soglia (Brayshaw e Hassan, 2009, Iverson et al, 1997). I processi di innesco più comuni riguardano l'innesco da frana superficiale, l'innesco da entrainment in canale e il collasso di accumuli di materiale saturo (Dam break) per ostacoli antropici (collasso di opere) o naturali come log dam, cedimento di fronti morenici o di sbarramenti nivali (Sattler et al, 2011, Braishaw e Hassan, 2009, Costa, 1984). In tal senso la disponibilità di sedimento ha un ruolo decisivo nell'innesco delle colate detritiche, evidenziato dallo schema concettuale di Bovis e Jacob (1999), che individuano bacini ad alimentazione solida limitata (weathering-limited), e illimitata (transport-limited, Fig. 1 2).

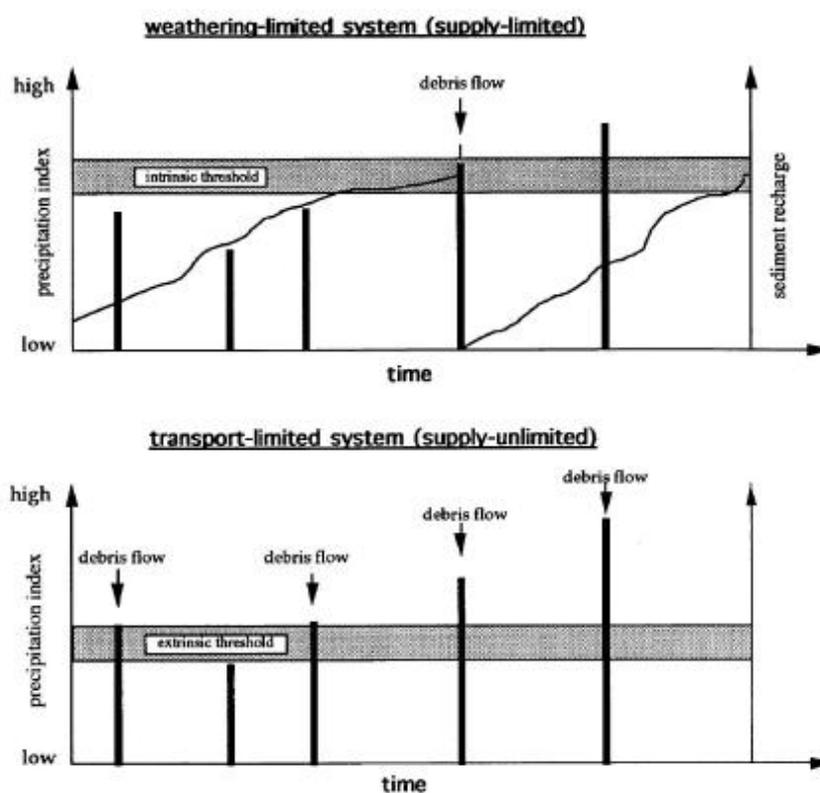


Fig. 1-2: modello concettuale di Bovis e Jacob (1999) rappresentante i meccanismi di ricarica e di attivazione di bacini da colata detritica limitati ed illimitati.

Nei primi la forzante limitante è data dalla disponibilità di sedimento: il bacino necessita di tempo per poter rendere disponibile sedimento sufficientemente instabile ed in quantità sufficiente per originare colate detritiche. Nei bacini limitati per la capacità di trasporto (transport-limited) il verificarsi di colate detritiche è sempre possibile dal punto di vista del sedimento, ma deve esserci sufficiente apporto di acqua e sufficiente pressione interstiziale per innescare e propagare la colata (D'Agostino e Marchi, 2003, Bovis e Jacob, 1999, Iverson, 1997).

Si delinea quindi un processo dinamico di scarico-ricarica del reticolo minore e del canale principale, in cui il movimento in entrambe i casi è causato dal superamento del limite di rottura della tensione tangenziale τ in un punto di una superficie di scorrimento interna al terreno e dipendente dalla coesione (c), dalla tensione normale effettiva ($\sigma - p$) e dall'angolo di resistenza al taglio φ secondo l'equazione di Coulomb (Iverson, 1997, Iverson et al, 1997):

$$\tau = (\sigma - p)\tan\varphi + c \quad [\text{Eq. 1-1}]$$

Importante eccezione è data dall'innescamento per effetto idrante, tipico dei bacini dolomitici, in cui una corrente a forte velocità convogliata da un bacino ripido in roccia mobilizza un letto di canale già saturo al piede di una parete innescando una colata (Berti et al, 1999). Di sempre maggior importanza, a causa del cambiamento climatico, sono i fenomeni innescati da collasso di strutture moreniche per scioglimento del permafrost e di collasso di ponti nivali (Sattler et al, 2001, Sandersen et al, 1996). Tali fenomeni sono problematici anche perché dissociano del tutto o in parte il fenomeno dalle precipitazioni, rendendone molto più difficile la gestione sia sotto l'aspetto dell'accadimento che della magnitudo (Sattler et al, 2001). I fenomeni da dam break da eventi puntiformi, come collasso di opere o ostruzioni d'alveo effimere naturali, è invece del tutto casuale e riproducibile solo con studi di probabilità basati sulla morfologia del canale (Costa, 1984).

Le colate detritiche, in particolare quelle da innescamento in area sorgente o in canale, sono il fenomeno gravitativo più influenzato dai parametri meteorologici, in particolare dalla pioggia (Sandersen et al, 1996). Le condizioni critiche di pressione interstiziale possono venire raggiunte sia per piogge di breve durata (D) e forte intensità (I), che di lunga durata e bassa intensità, oltrepassando delle soglie critiche empiriche come quella proposta da Caine (1980):

$$I = 14.82D^{-0.39} \quad [\text{Eq. 1-2}]$$

Inoltre sembrano utilizzabili anche soglie basate sulla durata delle piogge (D) in relazione al rapporto tra pioggia di evento e pioggia media annuale (P), del tipo (Sandersen et al, 1996):

$$P = 1.2D^{0.6} \quad [\text{Eq. 1-3}]$$

Problema aperto rimane il ruolo delle condizioni di umidità antecedenti l'evento, rispetto alle modalità con cui debbono venire considerate, ed alle modalità di inserimento nei modelli idrologici dello scioglimento nivale (Iverson et al, 2011, Sattler et al, 2001, Iverson et al, 1997, Sandersen et al, 1996).

La stessa complessità dello studio della variabilità temporale degli inneschi si ha nella determinazione spaziale dei probabili inneschi in un bacino, utilizzando modelli a base geomorfica, multistatistici e fisicamente basati (Wichmann e Becht, 2005). I primi approcci sono stati essenzialmente basati sulla connessione tra geomorfologia del bacino e attitudine all'innesco, arrivando alle procedure di Zimmermann et al. (1997) e di BUWAL (1998) per la mappatura degli inneschi. Tale procedura prevede l'estrazione del reticolo idrografico utilizzando soglie di curvatura e di area cumulata su topografia digitale ed il calcolo per ogni cella di un valore di rapporto tra area drenata (A_d) e pendenza $S=\tan\beta$, rapportato poi ad un valore soglia α secondo l'equazione:

$$\alpha = \frac{A_d^{-\delta}}{\tan\beta} \quad [\text{Eq. 1-4}]$$

Per bacini al di sotto di 2.5 km^2 Zimmermann et al. (1997) ha ottenuto un valore α di soglia di 0.32, con un coefficiente $\delta = 0.2$. Tale approccio è tuttora utilizzato (Horton et al, 2008) e prevede nella sua forma più estesa una valutazione distribuita del bacino, in cui ogni singola cella viene pesata per la sua capacità di fornire sedimento in base alla pendenza, alla copertura vegetale e ad altri parametri geomorfici, e contribuisce per il suo peso al calcolo dell'area drenata del reticolo. Dal modello viene quindi valutata sia una pendenza minima, sia una portata minima, sia una disponibilità di sedimento minima (Wichmann e Becht, 2005). Le possibilità date dall'analisi dei modelli del terreno ad alta risoluzione e dei modelli autodescrittivi della morfologia potrebbero portare a un elevato miglioramento di queste procedure (Tarolli et al, 2009). In alternativa modelli statistici multivariati che considerano sia eventi pregressi, sia uso del suolo che variabili continue di parametri geomorfici sono proposti per la valutazione delle potenziali celle di innesco, ma la loro applicazione è spesso limitata ai bacini studiati o a bacini simili sia nelle condizioni stazionali sia nel regime di eventi (Jager, 1997).

Approcci fisicamente basati a partire dall'equazione [Eq. 1-4], sono stati proposti da Montgomery e Dietrich (1994), da Montgomery et al. (2000) integrando il modello idrologico TOPOG di O'Laughlin (1996) nel modello SHALSTAB. La saturazione del suolo viene predetta in risposta delle condizioni pregresse di umidità e del flusso della pioggia nel suolo, ed è considerata insieme ad modello di stabilità del pendio indefinito per valutare la stabilità di ogni cella del modello digitale del suolo. Il modello considera la potenza del suolo, la sua coesione, l'effetto di coesione radicale, la densità di fluido e acqua, la conducibilità idraulica e l'angolo di riposo. Diventa quindi possibile una valutazione modellistica di quali elementi diventano instabili con una data pioggia o di quale pioggia è necessaria per destabilizzare gli stessi elementi.

Negli ultimi anni le limitazioni alle risorse finanziarie stanno portando con decisione gli enti locali preposti alla gestione del rischio idrogeologico a considerare forme di mitigazione del rischio stesso differenti dalle

opere strutturali in conoide. In questo contesto una conoscenza approfondita dei meccanismi di innesco delle colate, unite alla possibilità di utilizzare applicazioni innovative dei DTM ad alta risoluzione, possono fornire ai decision maker dei criteri di priorità di intervento nelle opere e azioni strutturali e non per migliorare la qualità dell'azione mitigatoria (Di Crescenzo et al., 2008). Generalmente infatti le carte di pericolo sono focalizzate alla realizzazione di piani urbanistici e di protezione civile a differente scala a seconda del livello di informazione disponibile e degli stakeholder, differenziandosi in carte del pericolo regionali e di dettaglio (Aulitzky, 1994; Petraschek and Kienholz, 2003; Corominas and Moya, 2008). Le zone di innesco e l'attitudine di innesco e propagazione al conoide delle colate detritiche è solitamente compresa nelle mappe di pericolo a scala regionale, che individuano sulla topografia e sull'informazione digitale feature morfologiche e geologiche che probabilisticamente identificano bacini suscettibili a fenomeni di colata detritica (Coe et al., 2003; Corominas and Moya, 2008; Horton et al., 2008) e che ne calibrano empiricamente la capacità di propagazione nell'intero reticolo (Miller and Burnett, 2008).

Dong et al. (2009) valutano la suscettibilità di bacini Taiwanesi soggetti a colate utilizzando un indice I funzione della pendenza del bacino, un coefficiente di forma F e il logaritmo del volume disponibile nel bacino stesso, inteso come volume potenzialmente innescante.

All'opposto, le carte di pericolo di dettaglio, solitamente adottate per pianificare lo sviluppo e la difesa su di un conoide, considerano si degli scenari di evento in cui è compreso un volume di evento ma non si curano della zona di innesco, che è poi laddove il problema nasce (Carrara and Pike, 2008). L'introduzione di una priorità di intervento nelle zone di innesco potrebbe essere in grado di aumentare in modo considerevole l'efficacia delle strategie di mitigazione del pericolo, specialmente nei bacini caratterizzate da molteplici aree di innesco e da alimentazione solida illimitata (Di Crescenzo et al., 2008, Bovis and Jacob, 1999). Questi bacini infatti presentano spesso una sovrabbondanza di frane superficiali praticamente impossibili da consolidare in modo definitivo, che rappresentano il punto di innesco dei fenomeni. Prima dell'avvento della topografia ad alta risoluzione i criteri per scegliere su quali aree era prioritario intervenire per diminuire il carico di sedimento e la suscettibilità a sviluppare colate detritiche erano estremamente limitati in efficienza e tipologia, in quanto non si disponeva dell'informazione distribuita alla scala del fenomeno da analizzare (Tarolli e Dalla Fontana, 2009, Gruber et al., 2008, Stolz ed Huggel, 2008). Di fatto, per descrivere in modo efficace un processo la dimensione delle celle di un modello digitale deve avere la scala del fenomeno stesso, e solo nell'ultimo decennio si è arrivati ad una risoluzione metrica, tale da consentire un'analisi geomorfologica quasi automatica dei torrenti di montagna e dei micro bacini in cui si verificano gli inneschi delle colate detritiche (Tarolli et al., 2012). Negli ultimi anni numerosi autori hanno evidenziato l'importanza della combinazione tra rilievo di campo ed analisi in ambiente GIS per l'ottimizzazione delle analisi geomorfologiche (Borselli et al., 2008; Hurlimann et al., 2008; Conway et al., 2010), in particolare relativamente alla dinamica di sedimento a scala di evento e all'individuazione ed analisi degli inneschi e della propagazione dei fenomeni gravitativi (Corominas and Moya, 2008; Gruber et al., 2008; Horton et al.,

2008). La combinazione di questi fattori, unita ad indicatori della connettività del bacino nei confronti del sedimento, in rappresentatività della probabilità di propagazione nel reticolo minore e principale, possono portare ad una considerazione più integrata della mappatura del pericolo da debris flow nei bacini montani.

1.1.3. Interazioni con il canale e propagazione

Non è sempre possibile distinguere chiaramente la zona di innesco di una colata detritica e dove la stessa è pienamente sviluppata, sia per il carattere non discreto della transizione, sia per la variabilità delle caratteristiche del processo (Takahashi, 1997). Arattano (2000) sul rio Moscardo addirittura evidenzia come non sia sempre presente una struttura di colata matura lungo il collettore principale, non evidenziandosi un fronte ben espresso. Testimoni evidenti di un processo maturo sono la mobilitazione di blocchi di dimensioni metriche con granulometrie elevate concentrate sul fronte, sui lati del flusso e depositati in levee, risultanti dalle basi fisiche del fenomeno (Takahashi, 2007, Iverson et al, 2010). Durante il movimento il flusso si muove come una massa turbolenta di sedimento bagnato, trasportando nel caso di eventi ad alta magnitudo blocchi anche di 10 m di diametro (Iverson et al, 2010). Generalmente tali diametri sono trasportati su uno o più fronti d'onda, di intensità elevata, a cui seguono corpo e coda della colata per ognuno di essi, anche se con caratteristiche del tutto irregolari e tipiche di un evento e di una tipologia di eventi, sia in termini temporali che in termini di andamento del debrigramma (Fig. 1 3, Comiti et al., 2014, Iverson et al, 2010, Takahashi, 2007, Wichmann e Becht, 2005, Iverson, 1997).

Importanza fondamentale nel fenomeno è data dalla pressione interstiziale dei pori, che crescendo anche grazie alle forze turbolente interne al fluido, causano la liquefazione della massa e promuovono il movimento. Di fatto il picco della pressione interstiziale si ha durante il picco della colata, sia sui modelli fisici sia sui rilievi in siti sperimentali. Si considera che il ruolo svolto dalla pressione interstiziale sia il meccanismo alla base della fisica delle colate, e il fattore che ne differenzia sostanzialmente la fisica rispetto alle frane (Iverson et al, 2010, McArdell et al, 2007). L'altro fattore che ricopre un ruolo fondamentale nella mobilità delle colate è dato dalla temperatura granulare, ossia dall'energia cinetica data dalla turbolenza delle particelle in movimento. La dispersione dell'energia derivante dalla temperatura granulare contribuisce anch'essa alla liquefazione della massa, ma dipende tuttavia in modo imprescindibile dalle condizioni fisiche al contorno e dalle forze esterne (Iverson, 1997). Ovviamente, la temperatura granulare e la pressione dei pori agiscono in modo sinergico, guidando la mobilità del fluido. A sua volta, queste due grandezze sono generate dal movimento. Si pensi ora che i modelli monofasici a reologia fissa, come quelli sopra illustrati, assumono tra l'altro un flusso laminare e un'influenza trascurabile del contorno. Tale approccio rappresenterebbe una rude approssimazione di una colata detritica, che invece sarebbe un fluido bi-fasico eterogeneo in cui gli attriti di contorno diventano fondamentali e le resistenze variano localmente assieme alla dinamica del flusso. Ciò potrebbe comportare che una rappresentazione ideale di una colata detritica, per quanto lontana, potrebbe essere possibile (Iverson et al, 2010).

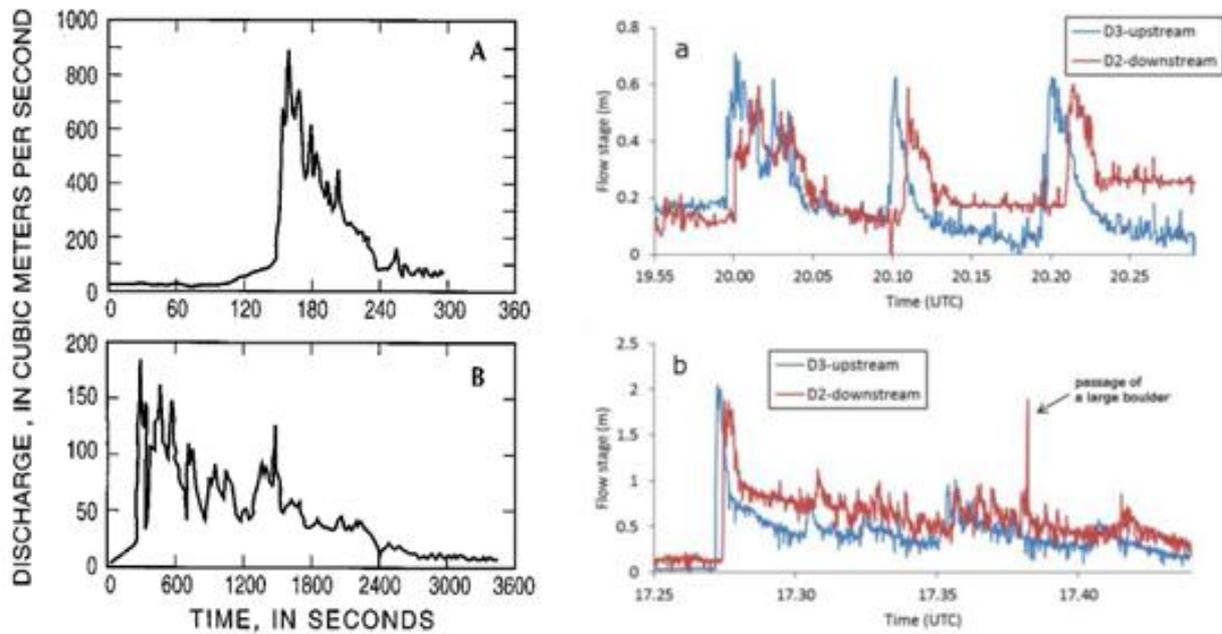


Fig. 1-3: Debrigrammi di colata detritica del torrente Nami (A, Giappone, 1991), del torrente Chemolgan (B, Kazakistan, 1992), da Iverson, 1997, e dei due eventi sul torrente Gadria (a e b, Italia), da Comiti et al., 2014.

Nonostante il corrente impiego di svariati modelli fisicamente basati, sia commerciali che sperimentali, la fisica delle colate detritiche è ancora un problema aperto, e ancora più problematico è l'approccio alle dinamiche di budget volumetrico a scala di bacino.

Già nel 1987 Zicheng e Jing evidenziavano l'importanza della considerazione dei fenomeni di erosione e deposizione lungo la zona chiamata "di trasporto" della colata. A questo proposito Cinderelli e Kyte (1998) mostrano un aumento tra 10 e 15 volte in volume durante il tratto di trasporto per 5 grandi colate detritiche in West Virginia, e Breien ed al. (2009) per una colata detritica in Norvegia registra un aumento da 25 000 a 250 000 m³ in 2800 metri di percorso.

Nonostante ciò fino ad ora la forte mancanza di dati sperimentali di laboratorio e di campo hanno portato ad una conoscenza molto limitata dei fenomeni erosivo-deposizionali, come riportato da Iverson et al. (2011). Di fatto, i modelli che attualmente incorporano moduli di interazione con un letto mobile si basano su equazioni semi-empiriche o su coefficienti arbitrari (Crosta et al, 2009, Iverson et al, 2011). Anche i dati di campo, tuttavia, sono ambigui e l'alto numero di variabili porta differenti conclusioni. Kronfellner-Krauss (1985) analizzando eventi erosivi estremi sulle Alpi Austriache trovò un involucro superiore in cui la profondità di erosione (Z) è funzione della pendenza secondo l'equazione:

$$Z = 1.5 + (12.5 \cdot S) \quad [\text{Eq. 1-5}]$$

Rickenmann e Zimmerman (1993) descrivendo gli eventi di elevata magnitudo accorsi nel 1987 in Svizzera, confermarono la validità della relazione pendenza - profondità di erosione (Z), pur evidenziando come l'equazione [Eq. 1-5] sia un involucro superiore con conseguente sovrastima delle profondità e dei volumi erosivi. La variabilità spaziale del fenomeno tuttavia è, in definitiva, notevole, come evidenziato da

Cenderelli e Kyte (1998), ma la sua importanza in termini di magnitudo pare essere maggiore che non l'innescò della colata in sé. Tale variabilità è da ricercarsi, tra le altre cause, nelle opere antropiche come briglie o soglie, che alterano il processo erosivo, e nella granulometria del sedimento incontrato, che offre diversa resistenza allo sforzo di fondo (Remaitre e Maquaire, 2005). Sostanzialmente il ruolo delle diverse variabili come pendenza, magnitudo, portata, condizione di umidità del materiale d'alveo e concentrazione del flusso è tuttora controverso, ed anche i dati di campo non portano a risultati concordi (Iverson, 2010, Breien et al, 2008, Fagents and Baloga, 2006, Chen et al, 2005, Egashira et. al, 2001, Cenderelli e Kyte, 1998).

Nonostante queste difficoltà si è provato ad inserire un fondo mobile in modelli mono e bidimensionale, sia empirici che fisicamente basati. Wichmann e Becht (2005) hanno inserito in un modello basato sulla fisica di Perla et al. (1980) una routine di erosione e deposizione che prevede un incremento volumetrico. Tale incremento viene considerato come volume eroso o depositato al superamento di soglie di pendenza del tratto e di velocità del flusso. Più fisicamente basata è l'equazione di Egashira et al. (2001), utilizzata dalla maggior parte dei modelli che fino ad ora considerano un letto mobile (Iverson et al, 2011, Ghilardi et al, 2001). Utilizzando sperimentazioni su modello fisico a pendenza fissa di 12° e con materiale fine (0.218 cm) e a basse concentrazioni (0.10-0.05 in volume). Egashira et al. (2001) validano la formula per l'erosione degli stessi autori, espressa come:

$$Z\Delta x = Zu\Delta t = c_*u\Delta z \quad [\text{Eq. 1-6}]$$

dove Z è la profondità di erosione, Δx è l'incremento di distanza, u la velocità media della colata, Δt è l'incremento di tempo, c_* è la concentrazione in volume dei sedimenti del letto e Δz è l'incremento di erosione durante Δt . Considerando $\arctan(\Delta z/\Delta x = \theta - \theta_e)$, dove θ è la pendenza del letto e θ_e è la pendenza di equilibrio posta in relazione alla concentrazione del sedimento della colata. Si ha quindi che l'equazione [Eq. 1-6] può essere riscritta come:

$$\frac{Z}{u} = c_* \tan (\theta - \theta_e) \quad [\text{Eq. 1-7}]$$

Nel 2005 Papa et al. (2004), con un'impostazione del modello fisico simile a Egashira et al. (Fig. 1-4, 2001) mostrano che il tasso di erosione diminuisce in modo monotono con l'aumentare della granulometria del letto, e che all'aumentare della stessa il profilo di velocità del flusso si avvicina a quello di un letto rigido. Al variare della concentrazione di sedimento tra 0.05 a 0.10 si ha inoltre una variazione della capacità erosiva.

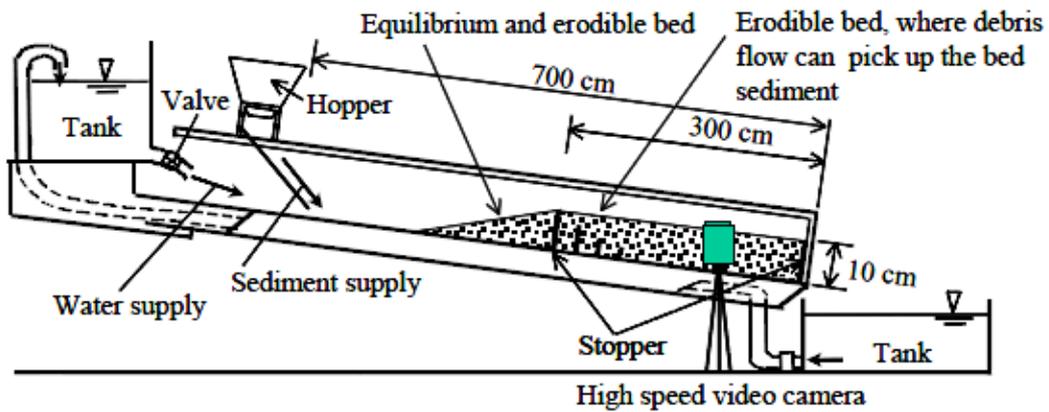


Fig. 1-4: schema del modello fisico utilizzato da Egashira et al. (2001) e Papa et al. (2004).

Fagents e Baloga (2006) hanno invece trattato il problema in modo teorico per i Lahars, nei quali i fenomeni di bulking e debulking sono una delle variabili più importanti nella propagazione, derivanti spesso da masse d'acqua chiara che si arricchiscono mentre scorrono. Il modello introduce un approccio teorico di presa in carico (bulking) e di deposizione selettiva (debulking) che va a variare anche la densità del fluido durante il movimento, basandosi sulle equazioni di conservazioni di volume e massa ed utilizzando l'equazioni delle acque basse. Il modello descrive le variazioni di altezza del fluido $Z_d(x,t)$ e densità $\rho(x,t)$ in relazione alla distanza x e al tempo t con larghezza del flusso costante (w), considerando sia erosione e deposito di sedimento, un'idrogramma iniziale e una velocità funzione della pendenza. Riguardo all'erosione, gli autori considerano che la capacità erosiva sia crescente con la velocità (u) del fluido, con la pressione sul letto esercitata da una crescente altezza (Z_d) e con il crescere della differenza di densità tra il letto ed il fluido. La conservazione di volume viene perciò espressa come:

$$\frac{\partial}{\partial t}(Z_d w) dx + \frac{\partial}{\partial x}(u Z_d w) dx = \alpha(u Z_d) \left[\frac{\rho_{max} - \rho}{\rho_{max} - \rho_0} \right] w dx \quad [\text{Eq. 1-8}]$$

Dove ρ_0 è la densità del flusso all'origine, ρ_{max} è la massima densità possibile del fluido e α è un fattore empirico che considera la proporzione tra il tasso di erosione e la profondità del flusso, dipendente principalmente dal materiale e dalla natura del fondo. La parte destra dell'equazione indica che il tasso erosivo è massimizzato alla sorgente, ma decresce linearmente al crescere della concentrazione del fluido. L'equazione [Eq. 1-8] viene poi esplicitata per la densità considerando i valori noti della stessa come funzione di spazio e tempo. Il termine deposizionale invece è considerato dipendente dalla concentrazione C_s , e può quindi venire espressa come:

$$\frac{\partial Z_d}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Z_d u) = -v_s \left[\frac{\rho - \rho_w}{\rho_s - \rho_w} \right] \quad [\text{Eq. 1-9}]$$

Dove v_s è una costante con la dimensione della velocità, data come lo scorrimento verticale del sedimento nel fluido. Gli autori utilizzano i termini di destra delle funzioni [Eq. 1-8] e [Eq. 1-9] per costituire l'equazione di continuità del modello, utilizzando la relazione di probabilità di Fermi (Fagents e Baloga,

2006) a cui viene integrata una funzione di velocità dipendente dalla pendenza per gestire l'equilibrio tra le due componenti. La verifica del modello parrebbe dare risultati compatibili con casi reali.

Altro approccio è stato presentato da Armanini et al. (2009); anch'essi lavorano su base teorica ed inglobano le funzioni erosivo-deposizionali in un sistema di flusso bifasico integrato sulla profondità (shallow water), basato su equazioni di conservazione di massa sia per il fluido che per il solido e di bilanciamento della quantità di moto nelle direzioni cardinali (X,Y). Il sistema di equazioni è quindi composto da 4 equazioni dipendenti da 6 variabili: concentrazione c , sforzo tangenziale τ , profondità di erosione Z e altezza Z_d , velocità u e volume V , dove lo sforzo tangenziale è calcolato utilizzando la formulazione di Bagnold-Takahashi considerando una variazione lineare del rapporto di concentrazione, l'angolo di attrito dinamico del sedimento, ed il rapporto di scabrezza. L'ipotesi costitutiva del modello inoltre prevede che lo sforzo tangenziale critico τ_c sia molto minore di τ (proporzionale al quadrato di u), e che la concentrazione si adatti istantaneamente alle condizioni locali di flusso.

Questi approcci, pur essendo fisicamente basati, hanno il difetto di non partire da una base di dati non sistematica su cui testare la teoria. Inoltre la taratura dei parametri di densità e di scabrezza possono coprire alcune mancanze fisiche del modello (Gruber et al, 2008). Per questo acquistano sempre più interesse gli sforzi per comprendere il funzionamento dei processi erosivi e deposizionale in modo sperimentale, per poi andare a interpretarli fisicamente. Grande apporto in questo senso arrivano dai test su modello fisico a grande scala presentati da Iverson et al.(2011). Il modello fisico utilizzato, dell'USGS, è una canaletta lunga 95 m e larga 2, con pendenza 31° (Fig. 1-5Fig. 1-5), in cui sono state effettuate 8 prove con fondo mobile e 2 prove di controllo con fondo fisso.

Le prove sperimentali sono state effettuate con 6 m³ di sedimento saturo composto dal 56% di ghiaia, 37% di sabbia e 7% di argilla. Il letto mobile consiste in manto di 12 cm posto tra il metro 6 ed il metro 53, e gli esperimenti sono stati condotti variando l'umidità del letto di sedimento stesso, effettuando prove con concentrazione volumetrica liquida variabile tra 0.15 e 0.28. Iverson et al. (2011), partono dal presupposto di un sistema formato da due corpi, la colata e il letto, che scambiano quantità di moto secondo l'equazione:

$$\frac{d(m_f u_f)}{dt} = \sum F_f + \sum F_b - m_b \frac{du_b}{dt} \quad [\text{Eq. 1-10}]$$

Dove m_f è la massa del fluido e m_b quella del letto, u sono la velocità, t è il tempo, F sono le forze resistenti. Il momento agente (quantità di moto) dipende quindi solamente dalla quantità di moto trasferito dal flusso al letto, ma anche la reciproca variazione di forze e momenti (azione-reazione). Lo studio non invasivo delle forze durante l'erosione è perciò fondamentale, e può essere eseguito considerando:

$$\sum F_f + \sum F_b \approx [2. (\rho g h \sin \alpha - \rho g h (\partial h / \partial x) - \tau] A \quad [\text{Eq. 1-11}]$$

Considerando il τ massimo come $\tau = \mu(\sigma - p)$, dove μ è un fattore di attrito, σ è la componente normale, p è la pressione basale dei pori, h l'altezza del tirante e g la gravità.



Fig. 1-5: modello fisico a fondo mobile a grande scala USGS (Iverson et al, 2011).

Le prove sperimentali, condotte per indagare questo aspetto, hanno indicato che più il materiale del letto era umido, più l'accelerazione e l'agitazione del fluido era importante. La velocità inoltre sembra crescere con l'umidità del letto e così come cresce quantità di sedimento eroso e distanza di arresto. La quantità di moto inoltre aumenta con legge di potenza rispetto all'umidità del fluido, quadruplicando con concentrazione liquida di 0.4 rispetto a una concentrazione di 0.2. I risultati mostrano inoltre una variabilità sostanziale tra l'erosione di materiale umido e di materiale secco, evidenziando come l'erosione comincia quando aumenta la pressione interstiziale (quindi con un certo lag temporale rispetto al passaggio del fronte, nelle prove 1 s), e di quanto sia importante il tasso di aumento della stessa per determinare la magnitudo dell'erosione. Per stimare la forza locale come espressa nelle equazioni [Eq. 1-10] e [Eq. 1-11] gli autori calcolano una forza netta normalizzata F_{net} come:

$$F_{net} = \sin\alpha - \cos\alpha \frac{\mu(\sigma-p)}{\sigma} - \frac{\partial Z_d}{\partial x} \quad [\text{Eq. 1-12}]$$

Per cui $F_{net} > 0$ indicano una forza locale che agisce accelerando il flusso. Tutte le sperimentazioni mostrano un'iniziale decremento di forza locale sotto lo zero, che però poi risale in modo molto più pronunciato fino ai valori massimi di $F_{net} = \sin\alpha = 0.515$ a totale liquefazione del letto. Tale forza locale è dissipata nel letto, ma viene restituita al fluido sotto forma di azzeramento dello sforzo tangenziale dovuto alla liquefazione del fluido e alla pressione interstiziale basale, aumentando la quantità di moto del fluido. Ciò accade appena dietro il fronte, causando il bulking dello stesso e l'innalzamento in altezza e portata a causa del fluido con basso attrito appena dietro che lo spinge.

1.1.4. Sviluppi recenti sulle interazioni colate detritiche – canale in studi di campo

La necessità di ripartire da sperimentazione su esperimenti a scala reale e da osservazioni di campo è evidente sia dai risultati discordi tra le formulazioni teoriche e le osservazioni di campo, sia dalla necessità di investigare l'ampia variabilità portata dal fenomeno. Se infatti su topografie e condizioni al contorno semplici Fannin e Wise (2001) e Conway et al. (2010) hanno mostrato una proporzionalità tra pendenza e profondità di erosione, con una pendenza di equilibrio tra scavo e deposito tra i 15 ed i 20°, cosa invece smentita dagli studi di Breien et al. (2008) in Norvegia per una colata detritica originata da un glacial outburst in Norvegia, in cui la variabile influenzante l'erosione era piuttosto il volume cumulato (Fig. 1-6). Anche Cavalli et al. (2007) per un evento avvenuto sul rio Cucco trovarono un picco erosivo di circa 8 m con pendenza di circa 17°, rilevando poi un andamento discendente dell'erosione per pendenze superiori e fino a 40°. Hungr et al. (2005) analizzando i dati di 174 Debris Flow su un range di tasso erosivo (Yield rate, Hungr et al., 1984) da 0 a 40 m³/m e su profondità di erosione fino a 5 m non trova alcuna correlazione con la pendenza, confermando sostanzialmente le osservazioni di Zicheng e Jing (1987), che ravvisavano maggiore intensità erosiva nel primo tratto delle colate detritiche.

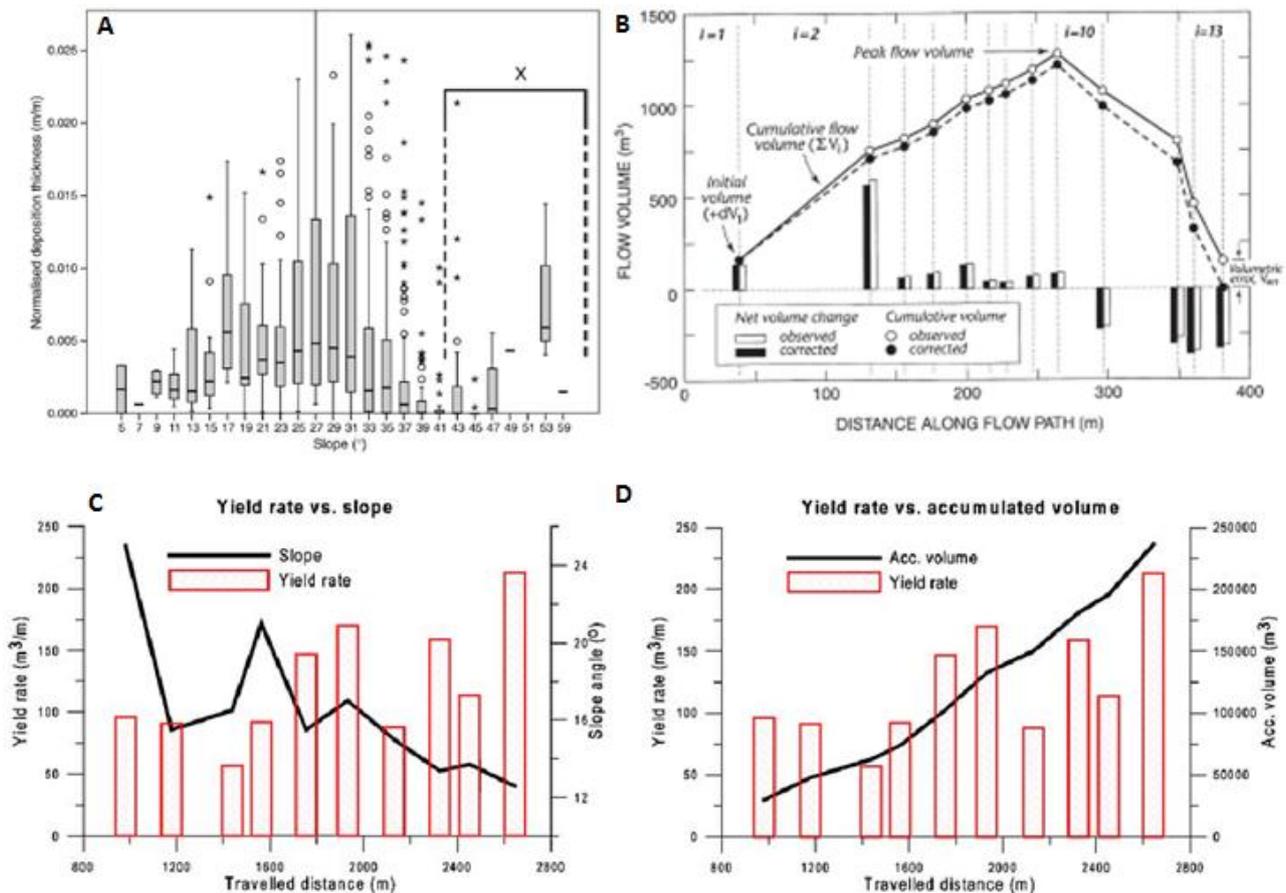


Fig. 1-6: Risultati di studi con evidenze di forzanti diverse sulle profondità erosive e sulle altezze deposizionali. In alto casi di studio di Conway et al (2010, A) e Fannin e Wise (B), in cui si evidenzia una relazione con la pendenza, ed in basso i risultati di Breien et al. (2008) in cui il forzante sembra essere il volume cumulato di evento (D), piuttosto che la pendenza (C).

Il quadro conoscitivo sopra esposto ha suscitato negli ultimi anni forti interesse riguardo alle interazioni tra canale e colata detritica, utilizzando i bacini sperimentali anche per approfondire questo filone di ricerca. Schurch et al. (2011) sull'Illgraben evidenziano l'importanza dell'altezza di flusso (e quindi dello sforzo tangenziale τ) come forzante dei processi erosivi e deposizionali. Tale altezza dipende dalla portata al picco della colata e dalla geometria pre-evento della sezione, con interazioni a volte complesse che rendono difficoltoso lo studio del fenomeno e delle variabili che lo controllano. In collaborazione tra loro l'USGS americano e il WSL svizzero hanno sviluppato nei bacini modello dell'Illgraben e sul Chalk Cliffs dei sensori e dei sistemi di misurazione di svariate grandezze fisiche per studiare in modo specifico i fenomeni erosivi delle colate detritiche. Il comportamento impulsivo e le forze in gioco infatti rendono le misure sperimentali in campo estremamente complesse, costose e spesso con strumenti a perdere. Il sensore di erosione messo a punto dagli americani e dagli svizzeri permette con una colonna di resistenze elettriche di seguire il processo erosivo con una risoluzione verticale di 5 cm, anche se solo in pochi e limitati punti del canale (Berger et al., 2011a, McCoy et al., 2012, Fig. 1-7).

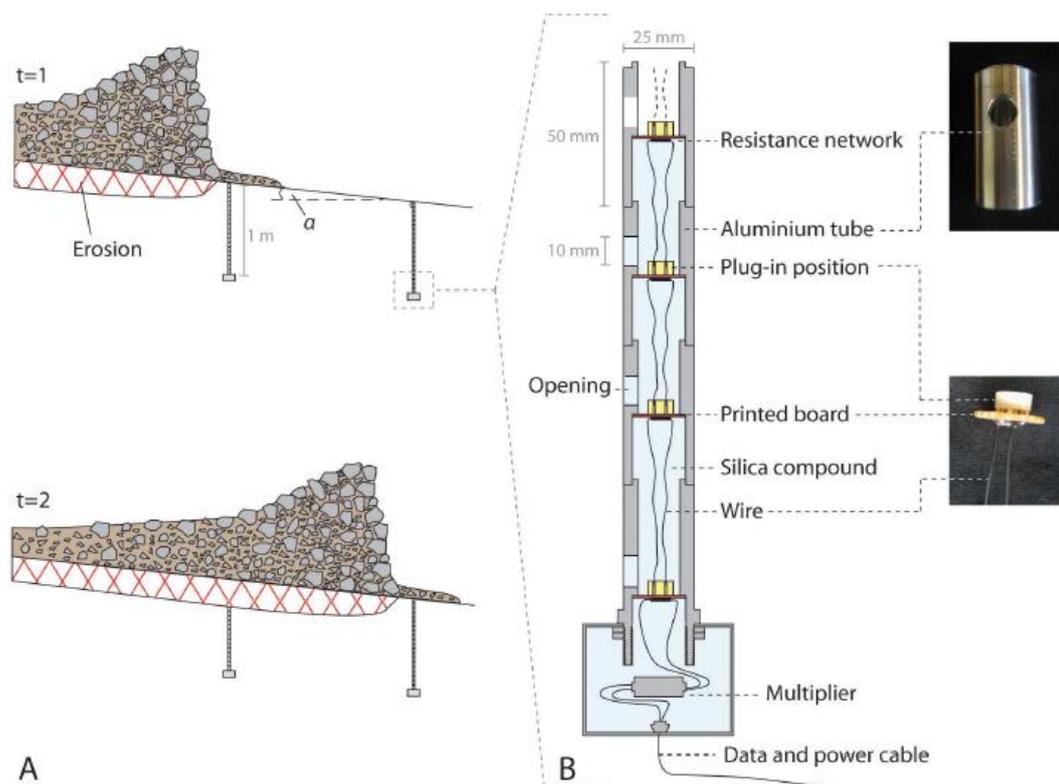


Fig. 1-7: Disposizione dei sensori di erosione e dei sensori di pressione nel canale da colata detritica e schema costruttivo del sensore erosivo (da Berger et al., 2010 e Berger et al., 2011a).

Nell'Illgraben Berger et al. (2010) hanno installato 5 sensori di erosione, in corrispondenza del tratto terminale del canale sul conoide, con una pendenza di circa 5° . I primi risultati hanno mostrato un maggiore potere erosivo della coda, probabilmente a causa delle condizioni di scavo recente e del sovralluvionamento dell'alveo e del materiale presente al di sopra del sensore al passaggio del fronte. Altri

tre eventi, evidenziati da Berger et al. (2011a) hanno invece mostrato una rapida erosione nei primi 20 secondi dopo il passaggio del fronte, ed in alcune occasioni iniziando prima dell'arrivo del picco di altezza del fronte e di sforzo normale e tangenziale, in particolare per i piccoli eventi. Per gli eventi a più elevata magnitudo si è evidenziata la forte componente erosiva e la coincidenza tra erosione e fluttuazione della pressioni, suggerendo che siano gli sforzi inerziali della componente solida a guidare l'erosione. Il materiale preso in carico dal fronte inoltre deve essere accelerato, producendo della resistenza al flusso addizionale, il che sottolinea l'importanza dell'inserimento dell'entrainment nelle equazioni che governano i modelli matematici che simulano il fenomeno. Gli autori descrivono inoltre che, almeno nel canale sul conoide, le modifiche che accorrono al canale nei momenti successivi al passaggio del picco sono comunque importanti, e vanno a modificare l'assetto del canale post fronte.

Il bacino sperimentale dell'USGS a Chalk Cliffs si pone in una condizione diversa, inserendo il sensore erosivo nella zona intermedia del bacino, ad una pendenza di 35 gradi direttamente sul bedrock, che periodicamente subisce cicli di deposizione ed erosione(Upper station, Mc Coy et al., 2012). I risultati portati dall'USGS mostrano che in particolare il tasso e la velocità di erosione dipendono in modo importante dalle caratteristiche di umidità del sedimento che costituisce il piano di scorrimento della colata. In particolare lo strato superficiale del letto è soggetto a variazioni notevoli sugli sforzi e sulle pressioni, che poi trasmette agli strati sottostanti in modo tanto maggiore e rapido quanto più è alto il contenuto d'acqua del fondo, con variazioni di un ordine di grandezze sia sugli sforzi trasmessi sia, conseguentemente, sulle profondità e sulle velocità di erosione. In sostanza, più il letto è saturo, più il processo di scavo è rapido e conseguente all'aumento di sforzi trasmessi dalla colata al tempo stesso, e quindi di pressione interstiziale. Queste indicazioni sono estremamente utili, insieme alle altre, per delineare i meccanismi alla base dei fenomeni di entrainment per inserirli in modelli matematici. In particolare l'indicazione sull'importanza delle condizioni del letto su cui la colata scorre suggerisce delle integrazioni nelle valutazioni del pericolo, considerando che con letto saturo la colata crescerà di più e più velocemente.

Per studiare le implicazioni su tutto il reticolo di questi e dei futuri studi in localizzazioni puntuali è necessario monitorare per via indiretta il reticolo idrografico, quindi seguendo l'evoluzione dello stesso in condizioni normali e a seguito di colate detritiche. Sull'Illgraben Berger et al. (2011b) hanno monitorato l'intero bacino stagionalmente ed annualmente, evidenziando brevi tempi di residenza del sedimento nel reticolo. Il sedimento convogliato dalle aree di innesco al reticolo di ordine 1 ha mostrato un tempo di residenza inferiore all'anno, così come anche nel canale principale e nella zona di conoide a bassa pendenza (8-10°) in cui i cicli di erosione e deposizione si sono mostrati molto attivi, evidenziando un meccanismo a "nastro trasportatore" molto ben espresso.

Tale dinamica è stata ulteriormente investigata da Theule et al. (2012) sul bacino sperimentale di Manival, evidenziando con un modello concettuale il legame tra il regime pluviometrico stagionale e diversi meccanismi di erosione e deposito sul canale, guidati da un principio del tutto simile alla bilancia di Lane. Ad intensità di pioggia maggiore corrisponde una velocità maggiore del nastro trasportatore, che però è influenzato anche dalla disponibilità di sedimento (Fig. 1-8).

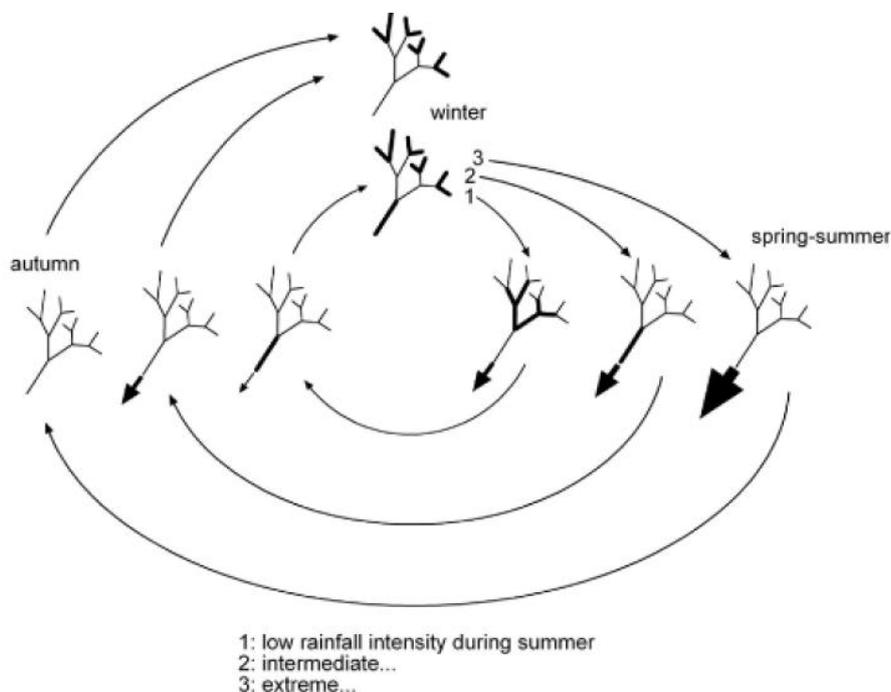


Fig. 1-8: Schema concettuale delle dinamiche stagionali di erosione e deposito nel bacino sperimentale di Manival (F), da Theule et al. (2012).

1.1.5. Dinamiche deposizionali in conoide

Una comprensione fisica estensiva del fenomeno permetterebbe una descrizione soddisfacente anche di questa parte, ma ulteriori ricerche sono necessarie, in particolare per la comprensione dei meccanismi e degli effetti della variazione delle caratteristiche fisiche del fluido per deposizione di sedimenti o perdita di parte liquida lungo il processo deposizionale (Iverson, 1997, Iverson et al, 2010). Di fatto il processo deposizionale è il risultante di forzanti che possono agire sia singolarmente che in sinergia, ma che hanno l'effetto di creare le condizioni fisiche per cui le forze resistenti diventano predominanti sulle forze di momento e sulle turbolenze. In sostanza la temperatura granulare viene dissipata per prima nella matrice grossolana, formando il perimetro della zona di deposito, confinando solitamente la deposizione sia lateralmente che frontalmente, con fenomeni di granulometria inversa. La coda della colata può poi erodere una parte del deposito e creare un canale con il quale defluire. Wallace (1994) evidenziò come il processo deposizionale pare partire dall'interfaccia suolo-colata più che dalla superficie della colata stessa, e che le proprietà fisiche della parte non collassata della colata possono rimanere invariate nonostante

l'arresto. Tuttavia il ruolo e la combinazione fisica di pressione interstiziale, spesso assente al fronte, e temperatura granulare è ben al di là dall'essere descritto, come anche i meccanismi di deposizione del materiale solido e del il drenaggio dell'acqua di saturazione, che trasformano e fermano la colata (Iverson, 1997, Corominas, 1996). Studi condotti su modello fisico a piccola scala (D'Agostino et al, 2010, D'Agostino e Cesca, 2009) ed a grande scala (Iverson, 1997), possono aiutare ad una migliore comprensione del fenomeno, anche se i recenti studi in materia di bulking e debulking, così come osservazioni di campo ed occasionali, suggeriscono che un modello fisico con fondo mobile ed attrezzato con sensori per la pressione dei pori rappresentare un aiuto ancora migliore.

A livello descrittivo le forzanti geomorfiche che influenzano la deposizione sono essenzialmente la perdita di confinamento del flusso, la diminuzione della pendenza e tutti gli ostacoli che causano dissipazione locale di energia: vegetazione, briglie, soglie, salti topografici, ostacoli. L'importanza del confinamento è da ricercarsi nella permanenza delle condizioni fisiche che muovono la colata. Sostanzialmente una colata confinata dissipa minor temperatura granulare di una non confinata. Hungr et al. (1984) descrivono una differenza statisticamente rilevante tra le pendenze di arresto in canale confinato (8-12°) e canale non confinato (10-14°), mentre Takahashi (1987) evidenzia come bruschi cambiamenti di pendenza sul conoide possono essere alla base dell'arresto delle colate, secondo l'equazione:

$$\frac{\tan(\theta_v)}{\tan(\theta_m)} < \frac{\tan(\theta)}{\tan(\varphi)} \quad [\text{Eq. 1-13}]$$

Dove θ_v è la pendenza del canale di valle, θ_m quella del canale di monte, θ_d l'angolo di attrito dinamico del sedimento e ψ l'angolo di attrito statico.

La forma dei lobi di deposizione tuttavia varia a seconda della reologia, oltre che alle condizioni topografiche del conoide. Cesca (2008), su colate detritiche dolomitiche ha studiato il rapporto B/R (dove B è la larghezza del deposito e R la runout), trovando un valore modale nella classe 0.1-0.2 (Fig. 1-9). Numerose formule empiriche sono state calcolate per descrivere, oltre alla runout, anche la distribuzione dei depositi di colata. In particolare l'area dei depositi viene solitamente posta in funzione di potenza 2/3 rispetto al volume (Tab. 1-4), con un range di valori molto diverso a seconda del dataset di origine.

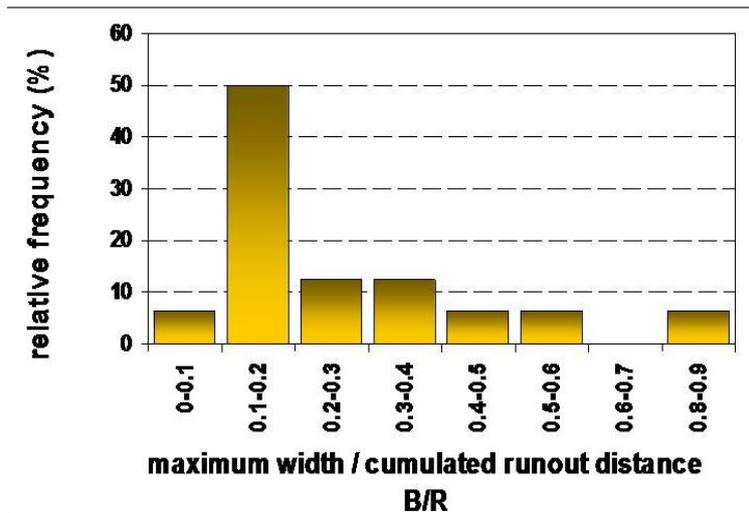


Fig. 1-9: distribuzione di frequenza di depositi di colata detritica dolomitica (Cesca, 2008).

Crosta et al. (2003) hanno basato la loro equazione su 116 colate granulari, mentre Berti e Simoni (2007), su 27 bacini prevalentemente metamorfici, con colate a reologia fangosa. Rickenmann e Scheidl (2010, 46) inoltre su 75 eventi dell'arco alpino aggiungono alla relazione di potenza anche un fattore K_{Bslope} dipendente dalla pendenza del conoide (S_f) e del canale a monte (S_c) (Tab. 2-5). La larghezza dei depositi (B) è invece solitamente espressa in relazione alla distanza di arresto (R), come nelle equazioni [Eq. 1-17] e [Eq. 1-18], dove D'Agostino e Cesca considerano anche la larghezza del canale all'inizio del tratto di deposizione.

Lo stato dell'arte necessita di ulteriori sviluppi e ricerche, in particolare con rilievi di campo e modelli mirati a comprendere l'interazione tra variabili geomorfiche, letto di scorrimento e colate detritiche, sia nella zona di transizione che nella zona di arresto. La futura modellazione della pericolosità sui conoidi soggetti a colata detritica non potrà non considerare queste variabili, e la pianificazione di opere e insediamenti potrebbe trarre notevole vantaggio in termini di costi e sicurezza dallo sviluppo di modelli integrati a scala di bacino.

Tab. 1-4: formulazioni empiriche per la descrizione della geometria dei depositi da colata detritica.

Variabile	Equazione empirica	Autore	Eq. e note
Area del deposito (A)	$A = 6,2V^{\frac{2}{3}}$	Crosta et al. (2003)	Eq. 1-14
	$A = 33V^{\frac{2}{3}}$	Berti e Simoni (2007)	Eq. 1-15
	$A = K_{Bslope}V^{\frac{2}{3}}$ con $K_{Bslope} = 10,3S_f^{-0,66}S_c^{-0,99}$	Scheidl e Rickenmann (2010)	Eq. 1-16
Larghezza massima del deposito (B)	$B_{max} = R$ (granulare) $B_{max} = 0,55R$ (poco coesivo)	Canale e Cesca (2006)	Eq. 1-17
	$\frac{B}{B_c} = k_1 + k_2 \left(\frac{R}{B_c} \right)$, $k_1=1,788$ e $k_2=0,185$	D'Agostino e Cesca, (2009)	Eq. 1-18

1.2. Modellazione ed analisi delle colate detritiche

L'interpretazione e la descrizione delle colate detritiche non può prescindere dall'analisi di dati reali, che sono tuttavia rari e ancor più raramente di qualità sufficiente ad assicurare analisi adeguate (Iverson et al, 2010). Questo è dovuto da un lato alla conoscenza limitata o all'irriproducibilità delle condizioni di campo precedenti e contemporanee all'evento, fortemente alterate da singolarità con considerevoli effetti sul flusso e da incertezze notevoli sulla natura e concentrazione del fluido stesso (Gruber et al, 2008, Marchi e Dalla Fontana, 2005). D'altro canto le analisi su modelli fisici in laboratorio sono fondamentali per la comprensione della fenomenologia di base, ma difficilmente possono replicare la variabilità ambientale e far fronte in modo esaustivo ai problemi di scaling (Iverson et al, 2011, D'Agostino et al, 2009). E' inoltre importante ricordare che un modello, per quanto perfetto fisicamente e applicato ad una topografia aggiornata e ad alta risoluzione, non potrà mai comprendere appieno la variabilità naturale, e quindi aree non interessate da colate detritiche dal modello non necessariamente non sono soggette a pericolo (Gruber et al, 2008). Un modello è un'ottima e obiettiva base per valutare la pericolosità su di un conoide, ma non può rimpiazzare il giudizio esperto di un tecnico (Gruber et al. 2008, Hurlimann et al, 2006).

La modellazione delle colate detritiche ha seguito essenzialmente due linee di sviluppo, spesso intersecate e con contributi reciproci: la formulazione di equazioni empiriche e la modellazione fisico matematica, sia essa mono o bidimensionale (D'Agostino et al, 2010, Rickenmann, 1999). L'avvento di modelli digitali del terreno con definizione sempre maggiore e la disponibilità di calcolatori in grado di gestire formulazioni fisiche pluridimensionali complesse sta portando ad una sempre maggiore complessità di modelli fisicamente basati (Barbolini, 2008, Rickenmann, 2005). L'approccio empirico rimane tuttavia un approccio valido a scala regionale e un fondamentale strumento per una prima disamina dei dati sperimentali, in modo da orientare in modo coerente la formulazione fisica (Rickenmann, 2005).

1.2.1. Valutazione della magnitudo potenziale delle colate detritiche

E' evidente che il problema della magnitudo di evento, così come il dove viene reperito il materiale trasportato dalla colata, diventano un punto fondamentale della pianificazione territoriale soggetta a pericolo (Hurlimann et al, 2008). Nessun modello può restituire risultati di simulazioni affidabile se la magnitudo di evento è errata di migliaia, o decine di migliaia, di metri cubi. Servono quindi strumenti per approntare stime efficienti delle magnitudo di evento potenziali, sfruttando tutte le possibilità a disposizione e considerando non solo le aree sorgenti, ma anche il budget volumetrico lungo il percorso della colata (Iverson et al, 2011). Le analisi degli eventi passati sono un metodo fondamentale per poter determinare l'ordine di grandezza delle colate detritiche di un bacino idrografico (Barbolini, 2008). Alle tradizionali analisi storiche si stanno accostando approfonditi studi dendrocronologici, in grado di risalire ad eventi anche non registrati negli archivi (Stoffel, 2010). Tuttavia la natura stessa dei fenomeni di colata detritica, il diradamento della registrazione degli eventi retrocedendo nei decenni, così come il

cambiamento del regime delle colate detritiche connesse al cambiamento climatico, causano un'intrinseca inaffidabilità delle regressioni storico-probabilistiche che tenderebbero ad associare un volume di colata ad un assegnato tempo di ritorno (Stoffel, 2010, Jomelli et al, 2004, D'Agostino e Marchi, 2000).

Numerosi modelli idrologici sono disponibili per ricavare da piogge con determinato tempo di ritorno un idrogramma ad una certa sezione di chiusura, e D'Agostino e Marchi (2003) hanno proposto una metodologia per ricavare un debrigramma dall'idrogramma risultante dai modelli idrologici, basato sulla formulazione di portata di colata detritica Q_d proposta da Takahashi (1978):

$$Q_d = \frac{Q_w}{1 - \frac{c_e}{c_{max}}} \quad [\text{Eq. 1-19}]$$

dove Q_w è la portata liquida, c_e è la concentrazione in equilibrio del debris flow in movimento e c_{max} è la concentrazione di massimo impaccamento. Se l'approccio idrologico è essenziale per la comprensione dei volumi mobilizzabili, non bisogna mai dimenticare l'importanza dello stato di saturazione del suolo pre-evento, della possibile concomitanza di fenomeni di scioglimento del permafrost o di scioglimento nivale o di dam break (Sattler et al, 2011, Brayshaw e Hassan, 2009, Jomelli et al, 2004). Nel valutare in modo integrale la pericolosità da colata detritica in un bacino diventa determinante un'effettiva quantificazione e localizzazione della quantità di sedimento disponibile, in che forma e dove si trova, pedonando il bacino ed effettuando stime geomorfiche (Hurlimann et al, 2006, D'Agostino e Marchi, 2003).

Le stime geomorfiche sono studiate da lungo tempo, Hungr et al. (1984) proponevano una valutazione dell'apporto unitario per tratti omogenei utilizzando una tabella a cinque classi e immagini di riferimento. Spreafico et al. (1999), come metodo ufficiale per la Svizzera, imponevano invece una stima più precisa del sedimento disponibile sia in canale, misurando separatamente le misure di sponde ed alveo, che in area sorgente, considerate come aventi forme geometriche regolari. Un'ulteriore aumento nella precisione del metodo è stato apportato da D'Agostino e Marchi (2003) andando a considerare separatamente il canale e le aree detritiche, quest'ultime con una scheda di rilievo articolata in modo da poter cogliere la variabilità tipica di queste situazioni. L'avvento del LiDAR e della topografia ad alta risoluzione ha aperto nuove frontiere per le stime geomorfiche. Il pedonamento del canale e del bacino è sempre necessaria, come è sempre necessaria un'attenta valutazione della profondità di erosione potenziale e dei parametri geometrici di tratti omogenei di canale per il calcolo della formula di Spreafico et al. (1999):

$$V_{ch} = k \cdot A \cdot d \quad [\text{Eq. 1-20}]$$

dove V_{ch} è il volume di sedimento disponibile in canale, k è un fattore di riduzione tabulato dipendente dalle condizioni morfologiche, A è il prodotto di larghezza e lunghezza di sponde e alveo (calcolate separatamente), e d è la profondità di erosione. La disponibilità della topografia digitale e di ortofoto ad alta risoluzione permettono di estendere le stime geomorfiche, con buona approssimazione, a tutto il reticolo idrografico, risparmiando tempo e coprendo i tratti non pedonabili, lavorando per similitudine. Inoltre permette di delimitare esattamente le aree sorgente, lasciando al lavoro di campo

l'individuazione delle aree stesse e la valutazione delle caratteristiche geomorfiche come la connessione con il reticolo, la profondità di erosione e la suscettibilità all'innesco. In particolare le ortofoto aeree, la differenza tra DSM e DTM, la curvatura e la rugosità, quest'ultima basata sulla deviazione standard calcolata per ogni cella sulla media di una finestra mobile (Cavalli et al, 2008), sono strumenti preziosi per aumentare la precisione delle stime geomorfiche stesse. L'applicazione di modelli descrittivi dei canali, in grado di distinguere le forme geomorfiche e di descriverle numericamente, sarà probabilmente la nuova frontiera nell'affinare tutti gli studi sui processi gravitativi (Sofia et al, 2011, Pirotti e Tarolli, 2011, Tarolli et al, 2009) ed in particolare permetterà un considerevole aumento della precisione delle stime di budget di sedimento sia in termini di volume sia in termini di localizzazione dei volumi.

La realizzazione di modelli integrati a scala di bacino, che considerino una topografia di dettaglio interpretata come interagente con la colata detritica (Glade, 2005) e una formulazione fisicamente basata che preveda questa interazione in termini di movimento, erosione, deposito, contribuzione dagli affluenti e quantità di sedimento disponibile all'erosione stessa è il fine ultimo a cui tenderà lo sviluppo dei modelli futuri.

1.2.2. Approccio empirico e semi empirico alla modellazione di colate detritiche

Le formule empiriche sono state una tra le più diffuse tecniche per prevedere la pericolosità e la distanza di arresto delle colate sui conoidi, con una fiorente letteratura in merito (D'Agostino et al, 2010, Rickenmann, 2005, Crosta et al, 2003, Bathurst et al, 2003, Fannin and Wise, 2001, Rickenmann, 1993, Cannon, 1993).

La maggior parte delle formule empiriche sono sostanzialmente indipendenti dai modelli digitali del terreno, ma si basano su angoli, distanze e differenze di quota utilizzando informazioni topografiche di sintesi. Per loro stessa natura incorporano quasi tutte una valutazione integrata del bacino, ed hanno una forte connotazione regionale. Le formule empiriche più diffuse stimano la distanza massima di arresto (runout, R) o la proiezione della massima distanza lineare tra l'innesco ed il punto di arresto (travel distance, L), come funzione di un angolo limite (β), del volume della colata (V), o di altri parametri geomorfici (Tab. 1-5). In particolare le formule volumetriche di potenza per la runout R sono ampiamente utilizzate per la facilità di regionalizzazione modificando il coefficiente tra 8 e 200 (D'Agostino et al, 2010).

Il rapporto $\tan\beta = L/H$, dove H è il dislivello tra innesco e arresto, è a volte direttamente connesso con l'area del bacino idrografico [Eq. 1-29], con il volume [Eq. 1-30], o in un modo più semplice ad un valore costante [Eq. 1-31]. Più insolito è vincolare tale rapporto alle proprietà delle colate in esame, in particolare alla concentrazione volumetrica (C_v) ed alla granulometria della matrice, come ottenuto da D'Agostino e Cesca (2009, [Eq. 1-28]), in prove di laboratorio a scala ridotta e verificate su un evento reale.

Oltre alla distanza di arresto le colate detritiche vengono descritte in modo empirico e semi-empirico anche delle velocità del flusso (Rickenmann, 1999). In particolare in questo contesto le formule empiriche più utilizzate includono la radice quadrata pendenza locale nel punto in esame e l'altezza del fronte del flusso.

In particolare Lo (2000, [2.11]) descrive la velocità dei fluidi dilatanti ponendo esponente 3/2 all'altezza del fronte, mentre empiricamente sempre Lo (2000, [Eq. 1-32]) trova un esponente 0.3 e Rickenmann (1999, [Eq. 1-33]) trova un esponente 1/2.

Tab. 1-5: Quadro riassuntivo delle equazioni empiriche utilizzate in prima approssimazione. V = volume di progetto, θ_u = pendenza area sorgente, ω = rapporto empirico di R/H, ΔH = dislivello tra il punto più alto dell'area sorgente e l'inizio della deposizione, H = dislivello tra il punto più alto dell'area sorgente ed il punto di arresto dell'evento, L = limo, A_r = argilla, G = ghiaia, β = angolo tra punto di arresto dell'evento e punto più alto dell'area sorgente, A_c = area del bacino idrografico, B_c = larghezza del canale al punto di deposizione, S_f = pendenza media del conoide, S_c = pendenza del tratto canalizzato sopra al conoide, h=altezza del flusso, S=pendenza, U=velocità del fronte.

Variabile	Equazione empirica	Autore	Eq.
Runout (R)	$R = 8.6 \cdot (V \tan \theta_u)^{0.42}$	Ikeya (1989)	Eq. 1-21
	$R = 25V^{\frac{1}{3}}$	Rickenmann, 1994, in D'Agostino et al. (2010)	Eq. 1-22
	$R = 10.5V^{\frac{1}{3}}$	D'Agostino (2010)	Eq. 1-23
	$R = 13V^{\frac{1}{3}}$	D'Agostino (2010)	Eq. 1-24
	$R = \omega \Delta H \quad \omega = 0.4$	Vandre (1985)	Eq. 1-25
Travel distance (L)	$L = 1.9V^{0.16}H^{0.83}$	Rickenmann (1999)	Eq. 1-26
	$\frac{L}{H} = \frac{2.268[1 + (L + A_r)]^{C_v}}{C_v^{0.715}(1 + G)^{0.482}}$	D'Agostino e Cesca (2009)	Eq. 1-27
Angolo di arresto (β)	$\tan \beta = 0.20(A_c)^{-0.26}$	Zimmerman et al. (1997)	Eq. 1-28
	$\tan \beta = 0.20$	Takahashi et al. (1978)	Eq. 1-29
	$\tan \beta = 0.97V^{0.105}$	Corominas (1996)	Eq. 1-30
Velocità del flusso (U)	$U = 0.55(h^{3/2}S^{1/2}) + 4.59$	Lo (2000)	Eq. 1-31
	$U = 6.53(h^{1/2}S^{1/2}) + 1.03$	Rickenmann (1999)	Eq. 1-32
	$U = 0.32(h^{2/3}S^{1/2}) + 1.06$	Rickenmann (1999)	Eq. 1-33

Nonostante l'introduzione dei modelli fisicamente basati e della topografia digitale le formule empiriche non sono cadute in disuso. Spesso i margini di incertezza dei modelli fisicamente basati, principalmente legati alla determinazione del volume di evento (Hurlimann et al, 2006), alla determinazione della reologia (Iverson, 2002), ed alla robustezza delle assunzioni dei modelli (Berti e Simoni, 2010, Berti e Simoni, 2007, Iverson, 2007), rendono di difficile utilizzo tali modelli per i casi reali. Sono nati così modelli empirico-statistici spazialmente distribuiti su topografie digitali, a partire dal metodo sviluppato da Iverson et al. (1998). Questo primo modello (LAHARZ), basato su 27 lahars con volumi compresi tra 8×10^4 e $4 \times 10^9 \text{ m}^3$, permette di predire l'area planimetrica (A) inondata e la sezione dell'area inondata (B) a partire dal volume della colata e da due formule semi-empiriche:

$$B = 0.05V^{\frac{2}{3}} \quad [\text{Eq. 1-34}] \text{ e}$$

$$A = 200V^{\frac{2}{3}} \quad [\text{Eq. 1-35}]$$

Il modello è stato poi implementato in ambiente GIS da Schilling (1998) e da Hofmeister e Miller (2003), per la mappatura del pericolo da colate detritiche a scala regionale.

Berti e Simoni (2007) hanno tarato il modello di Iverson et al. (1998) per l'ambiente alpino, utilizzando 27 colate detritiche di volumetria compresa tra 500 e $5 \times 10^5 \text{ m}^3$, mantenendo la medesima formulazione ma con il coefficiente per B stimato 0.08 invece che 0.05 e per $A = 17$ al posto di 200. Da questa e altre modifiche è stato sviluppato il modello DFLOWZ, ad ora in implementazione e sviluppo.

Gruber et al. (2008), cercano di estendere la mappatura delle potenziali aree soggette a pericolo da colata detritica in modo rapido e con solamente tre dati in input: punti di innesco, volumi mobilizzati e modello digitale del suolo, considerando fondamentalmente la componente geomorfologica, come proposto da Glade (2005). Questo modello considera un Modify Single Flow Direction Model basato sull'algoritmo D8, assumendo che il moto gravitativo si muove con maggiore probabilità lungo la direzione caratterizzata da maggiore pendenza, con uno "spread" laterale massimo di 45° . Il modello considera inoltre un rapporto di propagazione di H/L minimo di 11° per ricavare l'area potenzialmente interessata dalla colata, implementando poi la funzione probabilistica:

$$P_{qi} = \frac{L_i}{Fr_i} \quad [\text{Eq. 1-36}]$$

dove P_{qi} è un indice calcolato su ogni cella che esprime una sorta di probabilità empirica di coinvolgimento in colata considerando la distanza orizzontale dall'innesco L_i e una funzione Fr_i , inversamente proporzionale a H e direttamente proporzionale all'incremento di angolo di dispersione laterale rispetto al flusso principale. Il volume di innesco viene propagato alle celle adiacenti secondo una relazione probabilistica che è funzione della pendenza locale derivata dall'algoritmo D8, favorendo la distribuzione della massa verso i percorsi a maggiore pendenza. Tale modello secondo gli autori permette di valutare in modo rapido la pericolosità da colata detritica su ampie aree regionali, con dati di input di facile reperimento e tempi computazionali rapidi.

1.2.3. Approccio fisico alla modellazione di colate detritiche

La fisica delle colate è un problema tuttora aperto e controverso. La variabilità intrinseca di un fluido non newtoniano, con singolarità caotiche non controllabili e non modellizzabili, la difficoltà di indagare in modo esauriente il processo in atto, e la variabilità spazio temporale dello stesso fanno della modellazione delle colate detritiche una sfida forse impossibile (Iverson, 2011, Ancey e Cochard, 2009, Iverson, 2002, Iverson, 1997, Hungr, 1995). Inoltre l'applicazione dei modelli ad eventi reali è soggetta ad errori dovuti alla stima del volume di innesco (Hurlimann et al, 2006), alle proprietà del fluido (D'Agostino e Cesca, 2009), ed alla

topografia digitale (Stolz e Huggel, 2008, Tarolli et al, 2009). In particolare la scelta della risoluzione del modello digitale del suolo, e la variabilità temporale della topografia reale, sia di terreno che di ostacoli effimeri antropici e non (detrito legnoso, costruzioni..) possono avere un ruolo fondamentale nella variazione di percorso e di pattern deposizionale rispetto a quanto previsto dal più efficace modello. Ciononostante lo studio della fisica delle colate permette di realizzare modelli che per quanto approssimativi permettono di guidare le scelte del tecnico nella mappatura della pericolosità sul conoide (Gruber et al, 2008, Conway et al, 2008). La disponibilità di modelli digitali del suolo sempre più frequenti e ad alta risoluzione, unita allo sviluppo di strumenti software ed hardware in grado di valutare la morfologia in base a funzioni di probabilità, curvatura, openness (Sofia et al, 2011) e rugosità (Cavallie et al, 2008), permetteranno una sempre maggiore affidabilità dei modelli, che tuttavia non potranno mai sostituire del tutto la valutazione di campo (Jacob et al, 2011, Pirotti e Tarolli, 2010, Tarolli et al, 2009, Cavalli et al, 2008). La scienza che studia delle proprietà fisiche, del comportamento e delle deformazioni dei fluidi è detto reologia. Se consideriamo un sistema semplificato in cui il fluido sia delimitato tra piani paralleli di area A tra loro, applicando una forza F al piano superiore, si spostano anche tutti i piani inferiori, con velocità (U) inferiore fino ad arrivare all'ultimo piano, con velocità zero. Si instaura quindi un gradiente di velocità (γ) lungo la componente y:

$$\gamma = \frac{dU}{dy} \quad [\text{Eq. 1-37}]$$

Questo è dovuto in quanto esistono 3 principi fondamentali di conservazione: di energia, di quantità di moto e di massa. La dissipazione di energia all'origine del gradiente è causata da attriti interni e da attriti con la superficie, detti generalmente shear stress, o sforzo tangenziale tangenziale (τ , Bartelt et al, 1999, Kaina, 2006). Per i fluidi Newtoniani lo sforzo di taglio (dimensionalmente F/A), viene espresso come funzione del gradiente di velocità γ e della viscosità costante μ . Ad una certa temperature esiste quindi una relazione lineare tra lo sforzo tangenziale τ , ed il gradiente di velocità, espresso come:

$$\tau = \mu\gamma \quad [\text{Eq. 1-38}]$$

I fluidi per cui questa relazione non vale, e quindi la viscosità varia con il gradiente di velocità, sono detti non newtoniani (Fig. 1-10).

A partire dai fluidi Newtoniani si considera quindi una generica formulazione che introduce un coefficiente K a sostituire la viscosità e l'esponente n a modificare il gradiente di velocità:

$$\tau = K\gamma^n \quad [\text{Eq. 1-39}]$$

A seconda dell'esponente n varia il comportamento dei fluidi, quindi per:

n = 1 si hanno fluidi newtoniani;

n > 1 si hanno fluidi pseudoplastici, in cui la viscosità diminuisce al crescere della velocità;

n < 1 si hanno fluidi dilatanti, dove la viscosità aumenta all'aumentare della velocità.

Le stesse caratteristiche e simili formulazione hanno i fluidi plastici o di Bingham, in cui c'è bisogno di uno sforzo tangenziale iniziale, o critico, sotto il quale il fluido si comporta da solido. Oltre il τ critico τ_0 il fluido comincia a deformarsi e può presentare caratteristiche newtoniane, pseudoplastiche o dilatanti, secondo l'equazione:

$$\tau = \tau_0 + K\gamma^n \quad [\text{Eq. 1-40}]$$

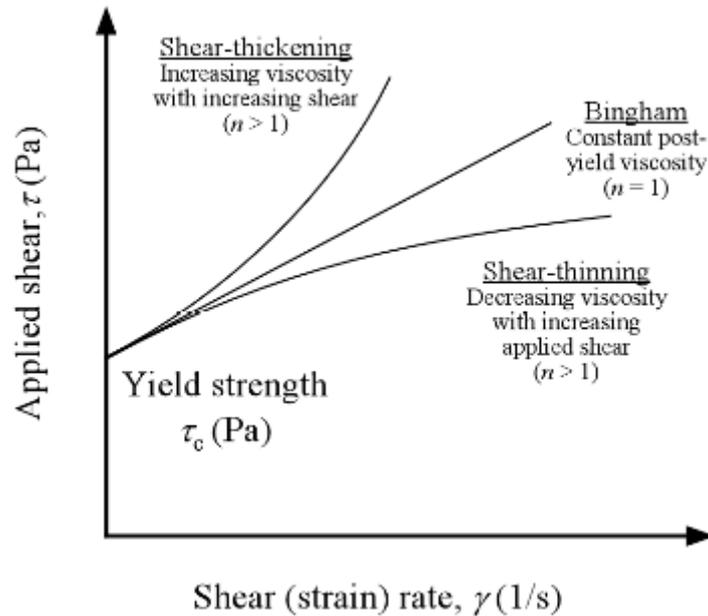


Fig. 1-10: Reogrammi di differenti tipi di fluidi del modello Herschel-Bulkley (Ancy, 2001).

L'applicazione di questi modelli semplificati ad una colata detritica è un problema affrontato con soluzioni molto diverse tra loro. L'approccio monofasico, in cui si considera un fluido unico, solitamente integrato nell'altezza del flusso stesso, ha visto accostarsi al modello reologico visco plastico di Herschel-Bulkley (quindi derivante dal modello di Bingham), gli approcci a modello quadratico ed a modello di Voelmy.

Numerosi modelli sono stati derivati dalla legge di Herschel-Burkley, che ha come base costitutiva il modello in equazione [Eq. 1-41] e prevede la modellazione della velocità del fronte secondo l'equazione:

$$U_p = \frac{\rho_p g S Z_D^2}{\mu} \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\tau_0}{\rho_p g S Z_D} \right)^2 - \left(\frac{\tau_0}{\rho_p g S Z_D} \right) + \frac{1}{2} \right] \quad [\text{Eq. 1-41}]$$

Dope U_p è la velocità del fronte, ρ la densità del fluido, S la pendenza locale e H l'altezza del fronte, μ è la viscosità dinamica e g la forza di gravità. Tale equazione permette di descrivere la distribuzione di velocità come parabolico tra y_0 e y_d , mentre al di sopra del piano di scivolamento (sopra y_0), non superando lo sforzo tangenziale critico non c'è gradiente di velocità e si ha quindi un plug rigido che si muove a velocità uniforme (Fig. 1-11: Schema di moto di un modello viscoplastico, a sinistra in profilo ed a destra in vista. 1-11, Cesca, 2008, Ancy, 2001, Iverson, 1997). Tale equazione è la base dei modelli che tendono a simulare

colate fangose o a prevalente matrice fangose, a tutte le concentrazioni, e spiega ad esempio perchè esiste una zona centrale della corrente e perchè i canali da colata detritica presentano una forma ad U.

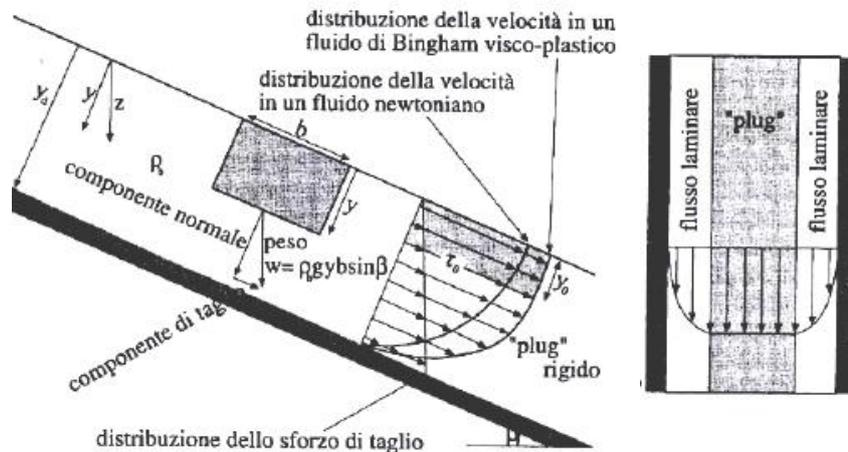


Fig. 1-11: Schema di moto di un modello viscoplastico, a sinistra in profilo ed a destra in vista.

Il modello reologico di Voelmy descrive in modo migliore le colate di tipo granulare e le successive modifiche ed intergazioni (Bartelt et al, 1999, Salm et.al, 1990, Voelmy, 1955). Questo modello è nato per descrivere le valanghe, che altro non sono che un fluido non newtoniano formato da neve a diversa densità ed aria, in cui si formano per turbolenze interne particelle sub-sferiche di diametro variabile (Ancy, 2001). Essenzialmente il modello nasce calcolando il movimento del centro di massa del flusso lungo un pendio, considerando un fluido continuo a densità costante, in cui la larghezza del flusso $w(x)$ è nota, esiste una superficie del fluido nota e ben definita e la velocità e profondità del flusso sono instabili e non uniformi. Considerando le equazioni di conservazioni di massa e moto, il modello si basa sulle equazioni costitutive:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad [\text{Eq. 1-42}] \text{ e}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\alpha(x,t) \frac{Q^2}{A} \right] + \lambda g A \frac{\partial Z_D}{\partial x} \cos \theta = g A (S_o - S_f) \quad [\text{Eq. 1-43}]$$

dove Q è la portata, A l'area della sezione bagnata, x è la lunghezza lungo il profilo, $Z_D(x,t)$ è l'altezza del flusso in funzione di x e del tempo t , S_o è la pendenza topografica, S_f la pendenza di attrito, λ è un coefficiente di pressione, θ la pendenza del pendio e α il coefficiente di Coriolis legato al profilo di velocità. Con queste equazioni costitutive il fluido si muove come una corrente superficiale, e mentre si muove si comporta come un fluido non comprimibile in movimento stazionario. All'opposto, nella zona di arresto, dove le forze di attrito diventano predominanti, il fluido si comporta come un corpo rigido. la velocità del fluido viene calcolata come

$$U = \sqrt{\xi Z_D \left[1 - \left(\frac{\gamma_w}{\gamma} \right) (\sin \theta - \mu \cos \theta) \right]} \quad [\text{Eq. 1-44}]$$

dove γ_w è il peso specifico dell'acqua, γ il peso specifico dei sedimenti, μ è un coefficiente di attrito che definisce il rapporto tra lo sforzo tangenziale e lo sforzo normale sul contorno, similmente al parametro di attrito di Coulomb). ξ è la resistenza viscosa, che varia con il quadrato della velocità. Questi due parametri, da ricavare tramite back analysis, assieme allo sforzo tangenziale al fondo, definiscono l'angolo di attrito dinamico S_f :

$$\rho g S_f = -\frac{1}{h} \tau_{zx}(0), \text{ con } \tau_{zx}(0) = \mu \rho g \cos \theta + \frac{\rho g}{\xi} U^2 \text{ e quindi } S_f = \mu \cos \theta + \frac{U^2}{\xi Z_D} \quad [\text{Eq. 1-45}]$$

Per la sua origine, e per la valutazione come corpo rigido della colata in arresto, questo modello è molto adatto a simulare colate granulari, come quelle originate da bacini a litologia prevalentemente magmatica. All'opposto il modello a reologia quadratica introdotto da O'Brien (1993) è senz'altro migliore nel simulare fluidi fangosi, simili a quelli simulati con il modello di Herschel-Bulkley, a matrice prevalentemente fangosa. Lo sforzo tangenziale τ è calcolato in base al gradiente di velocità (du/dy), utilizzando una funzione quadratica che incorpora l'equazione di Bingham considerando uno sforzo tangenziale critico τ_y , uno sforzo da attrito viscoso dato da una viscosità dinamica μ_N . Al fluido di Bingham viene aggiunta una componente di sforzo turbolento e dispersivo (C) calcolati in relazione alla concentrazione volumetrica del fluido, al diametro delle particelle, alla densità del fluido ed al quadrato del gradiente di velocità. L'equazione quadratica per lo sforzo tangenziale viene perciò espressa come:

$$\tau = \tau_y + \mu_N \left(\frac{du}{dy} \right) + C \left(\frac{du}{dy} \right)^2 \quad [\text{Eq. 1-46}]$$

L'equazione per lo sforzo tangenziale può essere integrata sulla profondità del flusso, ottenendo la funzione descrittiva dell'angolo di attrito dinamico come:

$$S_f = \frac{\tau_y}{\gamma_m} + \frac{K \mu_N U}{8 \gamma_m Z_D^2} + \frac{n_{td}^2 U^2}{Z_D^{\frac{4}{3}}} \quad [\text{Eq. 1-47}]$$

Dove K è un parametro del flusso laminare di valore 24 per un canale liscio e di valore crescente con il crescere della scabrezza, e n_{td} è dato dalla scabrezza di turbolenza derivante da C.

Approccio sostanzialmente differente nelle basi costitutive è invece il considerare un fluido bifasico, composto da un fluido a diversa reologia che interagisce con un fluido newtoniano o di un corpo granulare interagente con acqua. Tali modelli non vengono trattati in questa sede, ma esempi si hanno con il software TITAN2D, su modello di Pudasaini et al. (2005) e con il software TRENT-2D di Armanini et al. (2009).

La maggior parte di questi metodi considera il flusso come originato da un volume iniziale che si propaga, con la sola possibilità di deposito. Solo alcuni modelli sperimentali, e qualche tentativo di modello commerciale, hanno tentato di inglobare un modulo erosivo-deposizionale, perlopiù considerando formulazioni empiriche o semi-empiriche, in particolare l'equazione di Egashira et al, 2001 (Iverson et al, 2011, Armanini et al, 2009, McDougall, 2006, Papa et al, 2004). Tuttavia questi modelli affrontano il problema erosivo in modo piuttosto semplificato, un'erosione funzione fondamentale della pendenza e dello sforzo tangenziale originato dalla colata simulata (Iverson et al, 2011).

2. Obiettivi

La rappresentazione delle colate detritiche secondo il paradigma innesco – trasporto – deposito e le azioni mitigatorie concentrate in prevalenza sulla zona di deposito (conoide) non soddisfano più le esigenze di protezione delle attività antropiche né le esigenze di razionalizzazione delle risorse per predisporre le strategie di mitigazione. Questo studio combina indagine intensive di campo e l'utilizzo delle nuove tecnologie a supporto della geomorfologia quantitativa per studiare alcuni bacini e canali soggetti a colate detritiche, in modo da contribuire ad ampliare le basi per un approccio alla prevenzione e mitigazione del rischio idrogeologico integrata a scala di bacino. Sono stati perseguiti tre obiettivi principali:

- *Identificazione delle priorità di intervento delle aree sorgente di sedimento in bacini soggetti a colate detritiche.*

Indirizzare gli investimenti per la mitigazione del rischio idrogeologico e gli sforzi della ricerca è una priorità che va sempre più evidenziandosi con la diminuzione delle risorse a disposizione. Un obiettivo di questa ricerca è sviluppare e proporre una nuova metodologia che unendo rilievi di campo speditivi e analisi di LiDAR ad alta risoluzione sia in grado di produrre una graduatoria delle aree sorgente in base alla loro attitudine nel provocare l'accadimento di una colata detritica e mettere in pericolo una certa sezione di chiusura. Tale strumento, utilizzabile in particolare in bacini ad alimentazione solida illimitata con aree sorgenti multiple, dovrà considerare in modo relativo la predisposizione del bacino in senso olistico a produrre colate detritiche, la predisposizione all'innesco di ogni singola area sorgente e la capacità di ogni singola area sorgente di propagare la colata detritica innescatasi alla sezione di chiusura di interesse. La verifica del metodo, a causa della ristretta finestra temporale di sperimentazione, dovrà avvalersi oltre che degli eventi monitorati anche di un'analisi storica delle opere di mitigazione.

- *Variabilità stagionale, intra ed inter evento della mobilità di sedimento in canali da colata detritica.*

Gli esperimenti condotti su modello fisico e le osservazioni in studi di campo si riferiscono spesso a singole localizzazioni o a un singolo bacino, con analisi e rilevamenti anche molto approfonditi ma limitati nelle condizioni al contorno. Con questa ricerca si pone l'obiettivo di valutare la mobilità del sedimento nella sua variabilità e su tre livelli: in tratti diversi dello stesso canale, tra eventi diversi e tra bacini diversi per geologia e limitazione di sedimento. In particolare con analisi e monitoraggi di 2 – 3 anni si andranno a studiare un bacino a geologia metamorfica ed uno a geologia dolomitica, entrambi caratterizzati da una

disponibilità di sedimento illimitata e da un'alta frequenza di eventi. Più complessa sarà l'analisi ed il confronto con i due bacini analizzati contraddistinti da alimentazione solida limitata, con geologia porfirica ed alto tempo di ritorno di evento. Le analisi saranno condotte tramite misurazioni multi temporali standardizzate, in modo da investigare sia i condizionamenti stagionali, sia gli effetti di eventi successivi, sia le differenze di comportamento di bacini con differenti caratteristiche.

- *Interazioni tra colate detritiche e canale: forzanti e meccanismi di erosione – deposito*

L'importanza dell'inserimento delle dinamiche di erosione e deposito nei modelli matematici che simulano le colate detritiche per l' "hazard mapping" è evidenziato da tutte le ricerche svolte al riguardo e dalla pratica sul territorio, tuttavia mancano ancora basi conoscitive forti e surrogate da investigazioni di campo che permettano di gestire in modo affidabile questo tipo di informazioni, ne in modo empirico ne in modo fisico. In questa ricerca nei diversi casi di studio si analizzeranno tramite analisi multitemporale gli effetti delle grandezze morfologiche misurate in modo diretto, delle variabile idrauliche ed idrologiche e di quelle fisiche calcolate in modo indiretto, sulle dinamiche erosivo deposizionali delle colate detritiche. I risultati saranno confrontati in modo costruttivo con le analisi di campo più recenti nel tentativo di descrivere le interazioni tra canale e colate detritiche a scala di reticolo idrografico in diversi contesti geologici e di frequenza di accadimento, e si cercheranno inoltre delle metodologie e delle formulazioni adatte ad un utilizzo diretto nelle considerazione sulle magnitudo di evento potenziale e sull'hazard mangement per le colate detritiche.

3. Casi di studio

I casi di studio sono 4 bacini soggetti a colate detritiche con diversa frequenza e con diversa magnitudo, situati nelle alpi centro-orientali tra la Provincia Autonoma di Trento, la Provincia Autonoma di Bolzano e la Regione Veneto (Provincia di Belluno). I 4 bacini analizzati si differenziano per geologia, modalità di innesco e di propagazione della colata, disponibilità di sedimento e frequenza di accadimento (Fig. 3-1 Fig. 3-1).

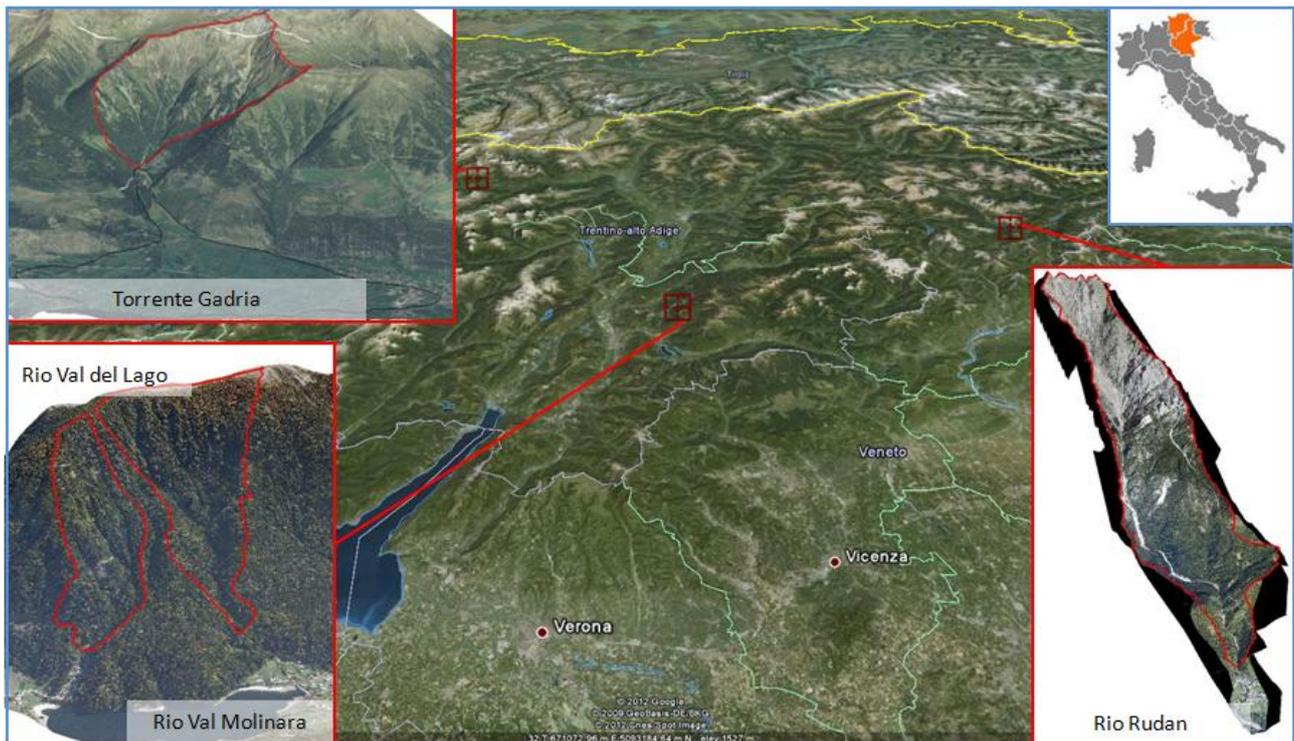


Fig. 3-1: inquadramento geografico e vista dei casi di studio.

I bacini di studio sono di piccola - media dimensioni, coprendo da un minimo di 0.4 km² del rio Val del Lago ad un massimo di 6 km² del torrente Gadria. Le caratteristiche geo-litologiche e di suscettibilità alle colate sono, in sintesi, rispettivamente:

- Torrente Gadria, alta Val Venosta (BZ): formazioni metamorfiche, bacino ad alimentazione solida illimitata contraddistinto da un alto numero di aree sorgente. Alta frequenza e magnitudo di colate detritiche.
- Torrente Rudan, Valle del Boite (BL): substrato delle aree sorgente prevalentemente dolomitico, con alimentazione solida illimitata ma concentrata lungo e nelle adiacenze di un collettore principale. Studi iniziati a fine anni '90 con sperimentazione di stime geomorfiche da D'Agostino e Marchi (2003) e con studi di ricerca applicata per la sistemazione del tratto terminale del canale (D'Agostino et al., 2002). Frequenza delle colate detritiche nel canale principale alta, ma di bassa magnitudo, con eventi periodici di elevata magnitudo.

- Rio val Molinara e rio Val del Lago, Baselga di Pinè (TN): bacini sostanzialmente gemelli separati da uno spartiacque e da un interbacino, contraddistinti da substrato porfirico fortemente alterato e da alimentazione solida limitata e confinata al sedimento depositato in alveo. Ad eccezione dell'evento studiato, ad elevata magnitudo per il bacino in esame, non si hanno notizie storiche di precedenti eventi.

3.1. Dominio metamorfico: bacino del torrente Gatria (BZ)

3.1.1. Descrizione generale

Il bacino del torrente Gatria si colloca tra i comuni di Lasa e Silandro, in Alta Val Venosta (BZ, Fig. 3.2) ed è un tributario di sinistra del fiume Adige. Il bacino comprende un'area di circa 6,3 km² con elevazioni da 1394 a 2944 m. s.l.m (Tab. 3-1). Sul versante ovest il Gatria è avvolto dal bacino del torrente Strimm, solitamente non soggetto a colate detritiche, con cui ha creato un megafan esteso per 10.6 km² e con un volume stimato dell'ordine dei 1000 milioni di m³ (Jarman et al, 2011). Il bacino è soggetto a frequenti colate detritiche anche di ampia magnitudo, proveniente da aree sorgenti superficiali e da successivi processi di scavo e deposito lungo i collettori dei quattro sottobacini che lo compongono: il Tschungl, il Moslgreben, l'Hintermitt ed il Gatria propriamente detto. La pendenza media del bacino è elevata (> 50%) per quasi tutti i sottobacini ed i collettori, ed è presente un alto numero di zone ad alta instabilità, rendendo il Gatria, a tutti gli effetti, un bacino ad alimentazione solida illimitata.



Fig. 3-2: vista del bacino del torrente Gatria (A), in cui si evidenziano i quattro sottobacini Tschungl (T), Moslgreben (M), Hintermitt (H) e Gatria propriamente detto (G). Sono inoltre evidenziati la briglia filtrante alla confluenza del torrente Strimm (B), l'area del conoide (C), e gli abitati di Lasa (D), Corces (Silandro) (E) ed Allitz (F).

Sotto l'aspetto climatico la Val Venosta è una delle grandi valli trasversali Alpine, con andamento da est verso ovest e progressivamente da un clima mesalpico ad uno endalpico. Il regime di precipitazione è di tipo continentale, con il versante sud sensibilmente più piovoso del versante nord, con una media annua della valle di circa 500-600 mm (Del Favero, 2004) ed una notevole differenza tra le precipitazioni medie annue di fondovalle (480 mm, stazione di Lasa, 863 m s.l.m.) e sui versanti (663, a 1754 m s.l.m., Comiti et al., 2014). Tali differenze sono riscontrabili anche sugli eventi estremi, che vanno da un massimo di 46 mm nelle 24 h, 24 mm in 1 ora e 21 mm in 15 minuti a Lasa a circa il doppio nella stazione in quota, ora dismessa. Tipiche sono le precipitazioni temporalesche di carattere convettivo. Le temperature sono più elevate che nelle valli limitrofe, con medie annue in valle di 10-12°. Le forti escursioni termiche e la scarsità di pioggia fa sì che il versante nord della valle, dove è posto il torrente Gatria, sia nettamente xerico. La copertura nivale dura solitamente da metà novembre a metà aprile.

Tab. 3-1: dati morfometrici del bacino del torrente Gatria e dei 4 sottobacini.

		Tschungl (T)	Moslgreben (M)	Hintermitt (H)	Gatria (G)	Gatria (totale)
Area	km ²	0.5	1.56	0.81	2.23	6.30
Quota massima	m s.l.m.	2433	2790	2906	2944	2944
Quota minima	m s.l.m.	1479	1495	1627	1623	1393
Quota media	m s.l.m.	2004	2206	2277	2233	2134
Pendenza media bacino	m/m	0.87	0.79	0.73	0.76	0.76
Lunghezza collettore principale	km	1.37	2.15	1.98	2.34	3.56
Pendenza media coll. princ.	m/m	0.63	0.55	0.55	0.49	0.36
Numero di Melton		1.35	1.04	1.42	0.88	0.60
Geologia		Filladi, micascisti, gneiss granitici e marmo				
Disponibilità di sedimento		Illimitata				

Dal punto di vista vegetazionale la componente xerica della stazione si riflette in un bosco a larice (*Larix decidua*) e a pino cembro (*Pinus cembra*), con rari elementi di abete rosso (*Picea abies*) nelle stazioni più fresche vicino ai collettori. Mentre sui versanti direttamente esposti sulla valle è presente anche una vegetazione mediterranea, nel bacino del Gatria il lariceto, puro o compenetrato con cembro e raro abete, è pressoché l'unico popolamento presente. Solo il 10% della superficie del bacino è forestata, ed il limite altitudinale del bosco oscilla tra 2100 ed i 1900 metri. La vegetazione sparsa, che copre il 31% della superficie, si spinge invece nelle poche zone stabili fino a 2500 metri, mentre la rimanente parte del bacino è coperta per il 35 % da prati e pascoli d'alta quota e per il 12 % da rocce nude e falde detritiche.



Fig. 3-3: tratto caratteristico delle aree sorgente di scarpata di terrazzo glaciale, e vista dall'alto del Megafan di Lasa. L'Adige risulta totalmente spostato sulla destra idrografica della val Venosta

Geologicamente la val Venosta si pone tra il lineamento australpino e quello periadriatico, diventando nell'alta valle di fatto lo spartiacque continentale. Il bacino del Gader si trova nettamente sul basamento austroalpino, sostanzialmente metamorfico, e precisamente nell'unità dell'Otztal, dove prevalgono scisti e gneiss, con anfiboliti, ortogneiss e marmi. A parte il conoide, dove dominano i depositi sedimentari da colata detritica e alluvionali, il bacino vede la predominanza di filladi nella zona basale e micascisti in tutta la parte medio-alta del bacino con forti compenetrazioni di gneiss granitici e marmo. Un'unità di fillade quarzifera attraversa il bacino su una fascia da circa 2400 a 2500 metri di quota. Al di sopra dei 2300 metri di quota sono presenti importanti terrazzi glaciali e talus, che costituiscono alcune tra le maggiori sorgenti di ricarica del sedimento del bacino. Le forzanti tettoniche delle fratture della formazione, che controllano la morfologia del territorio in direzione NE-SW, e la relativa bassa compattezza delle rocce, fanno sì che nel bacino siano estremamente presenti deformazioni gravitative profonde (DGPS), e che lo stato di alterazione della roccia sia elevato (Fig. 3-3). La conoide originata dallo svuotamento del bacino, probabilmente in seguito a pochi eventi di magnitudo epocale, ha deviato il corso del fiume Adige sulla destra idrografica della Val Venosta, andando addirittura ad eroderne il versante sud, e condiziona localmente il microclima locale (Jarman et al, 2011, Fig. 3-3b), ed è una delle più grandi conoidi delle Alpi (Fig. 3-2).

3.1.2. Catasto eventi e misure di mitigazione

La storia idrogeologica del bacino è decisamente nutrita, e una descrizione approfondita degli eventi storici è presente in Reich (2011), sia basato su analisi storiche in loco, sia sul prezioso catasto eventi dell'Ufficio Opere Idrauliche della Provincia di Bolzano (ED30). Rimane importante analizzare le modalità e l'attività del bacino in relazione alle colate detritiche, in ordine cronologico, così come diventa importante evidenziare l'evolversi delle misure di mitigazione.

Fino al 1400: Fischer (1990) data una foresta fossile trovata ad una profondità di 40 metri a monte del conoide a 7325 ± 115 anni, che porrebbe l'evento di svuotamento del bacino del Gatria che ha formato gran parte del Megafan, accresciuto poi da numerose colate detritiche post-glaciali. Leggende narrano di una grande città avvertita da San Giorgio della necessità di convertirsi tramite colate detritiche. Tale città sarebbe poi stata distrutta e sommersa da un'enorme colata scatenata dal crollo, causato da un drago, di una diga naturale che aveva formato un lago nella valle del Gatria. Probabilmente nel 1385 una violenta colata detritica cambia il corso del torrente Gatria sul conoide spostandolo dalla zona di Corzes a quella di Lasa, scavandosi un canale tortuoso, chiamato Fassatgraben.

Dal 1400 al 1800: di questo periodo si hanno notizia di numerosi eventi e di un'intensa attività di mitigazione del pericolo da parte dei tre paesi insistenti sul conoide, Allitz, Corzes e Lasa. Ad inizio 1400 gli abitanti di Corzes, in sinistra idrografica del conoide, incanalano dello Strimm, più pura, in una condotta che passa sopra il Gatria. In questo modo da un lato si assicurano un approvvigionamento idrico di acqua chiara, dall'altro tolgono portata liquida alle colate del Gatria, che continuano numerose. Si ricorda in particolare l'evento del 1441, alla base del contratto tra Lasa e Corzes, sottoscritto dal giudice di Silandro, che prevedeva di non riportare il canale verso Corzes in cambio del rifornimento idrico per Lasa. A causa del continuare delle colate gli abitanti di Lasa nel 1493 costruiscono un vallo all'altezza dei masi di Allitz, che indirizza le colate di magnitudo maggiore verso Allitz e Corzes e che porta ad un nuovo contratto, il "*Sennauer Vertrag*", che suddivideva tempi e costi nella manutenzione del canale di colata e del canale idrico, dando numerosi vantaggi in termini di sicurezza a Corzes in cambio di più approvvigionamento idrico per Lasa. Tale contratto rimase in essere per 150 anni, fino ad un evento ad elevata magnitudo del 1642, la cui superficie è probabilmente visibile nelle carte del 1800 come la zona boscata e con evidenti segni morfologici (Fig. 3-4). Tale evento mise in pericolo Lasa, i cui abitanti ruppero il contratto costruendo altri valli nella parte alta del bacino, che porta nel 1662 alla stipula di un'altro contratto, quello di Wittenbach, sostanzialmente imposto dall'alto, uguale al precedente e disatteso, nonostante che nel 1665 e 1671 altre due colate raggiungono l'abitato di Lasa. Tutto rimane bloccato fino al 1724, quando il 20 agosto una colata detritica distrugge la condotta idrica dello Strimm e ricopre il canale, di cui viene disposta la riapertura. Seguono contenziosi legali fino all'imperatore Carlo VI (1735), anno in cui una colata arriva all'Adige e ne provoca il rigurgito fino a Lasa. A seguito di tali vicende legali si comincia a pensare alla sistemazione del bacino, e nel 1792 viene decisa la costruzione di briglie nella parte alta del bacino del Gatria, prima della confluenza con il rio Strimm fino e fino a 1600 metri di quota.

Il 1800: Nonostante l'opposizione di Corzes agli inizi del 1800 vengono costruite 7 opere con tronchi e massi da parte della Direzione Pubbliche Costruzione, e poi, nel 1813 spontaneamente gli abitanti di Lasa, non sentendosi sicuri, sui prati a 1400-1500 metri costruiscono 3 grandi briglie di consolidamento. Nel 1814 delle 7 opere pubbliche solo 3 sono ancora in essere, anche se piene di materiale, e 2 rimarranno fino al

1849. Nel 1826 una commissione propose la totale abolizione dei diritti di pascolo nell'alto Gatria, rimboschimenti, costruzione di briglie e lo spostamento del torrente Gatria ad est del Fassatgraben (canale Marktal). Nel 1828 tali indicazioni vengono accettate e finanziate con 1375 fiorini, ma tale canale non fu realizzato per l'opposizione dei comuni.

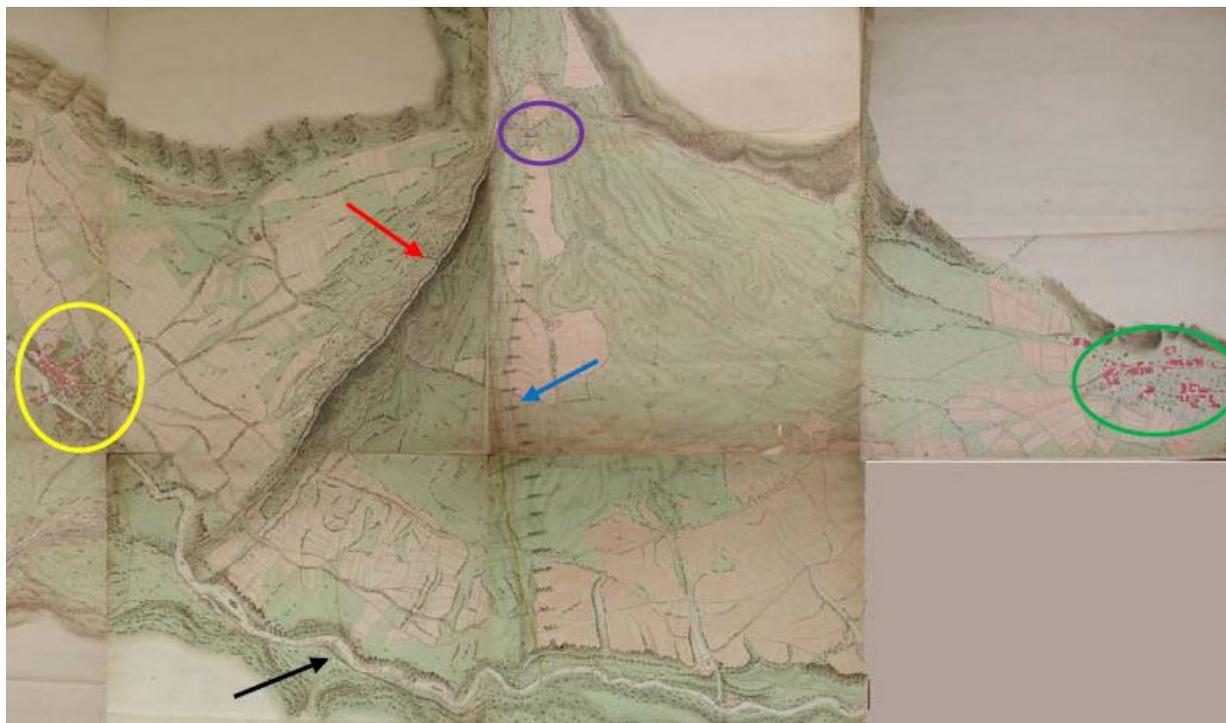


Fig. 3-4: Il conoide del Gatria in una mappa del 1827, dove sono visibili gli abitati di Lasa (cerchio giallo), di Allitz (cerchio viola) e di Corces (cerchio verde), il fiume Adige (freccia nera), il canale Fassatgraben originatosi nel 1385 e nell'intorno la zona non coltivata e con evidenti segni di colate detritiche. Si notino anche tali segni morfologici in sinistra idrologica del conoide, nella zona dove passava il canale pre-1385. In freccia blu il progetto del nuovo canale del torrente Gatria del 1826 (da Reich, 2011).

Colate detritiche si succedono, allagando Lasa, nel 1840, 1846 e nel 1968 con una magnitudo elevatissima, portando un masso di decine di metri cubi ad occludere il canale e causando la distruzione di campi e alluvionando Lasa di fango. Il ventennio dal 1870 al 1887 fu segnato a cadenza regolare da eventi distruttivi che misero in pericolo Lasa, e provocarono l'inizio dei lavori di sistemazione idraulica, che cominciarono nel 1888 sotto la guida dell'Ingegnere Hoffmann. I lavori prevedevano di agire sia sulla zona di innesco, consolidando le sponde ed i canali in falde detritiche e stabilizzando le falde detritiche stesse con selciati in pietra per il drenaggio, sia sulla zona intermedia, con briglie di consolidamento, che nel canale sul conoide, spostato verso il progettato canale Marktal. Il canale fu finito nel 1896, con conseguente leggi che si protrassero per 50 anni ma che misero relativamente al sicuro l'abitato di Lasa.

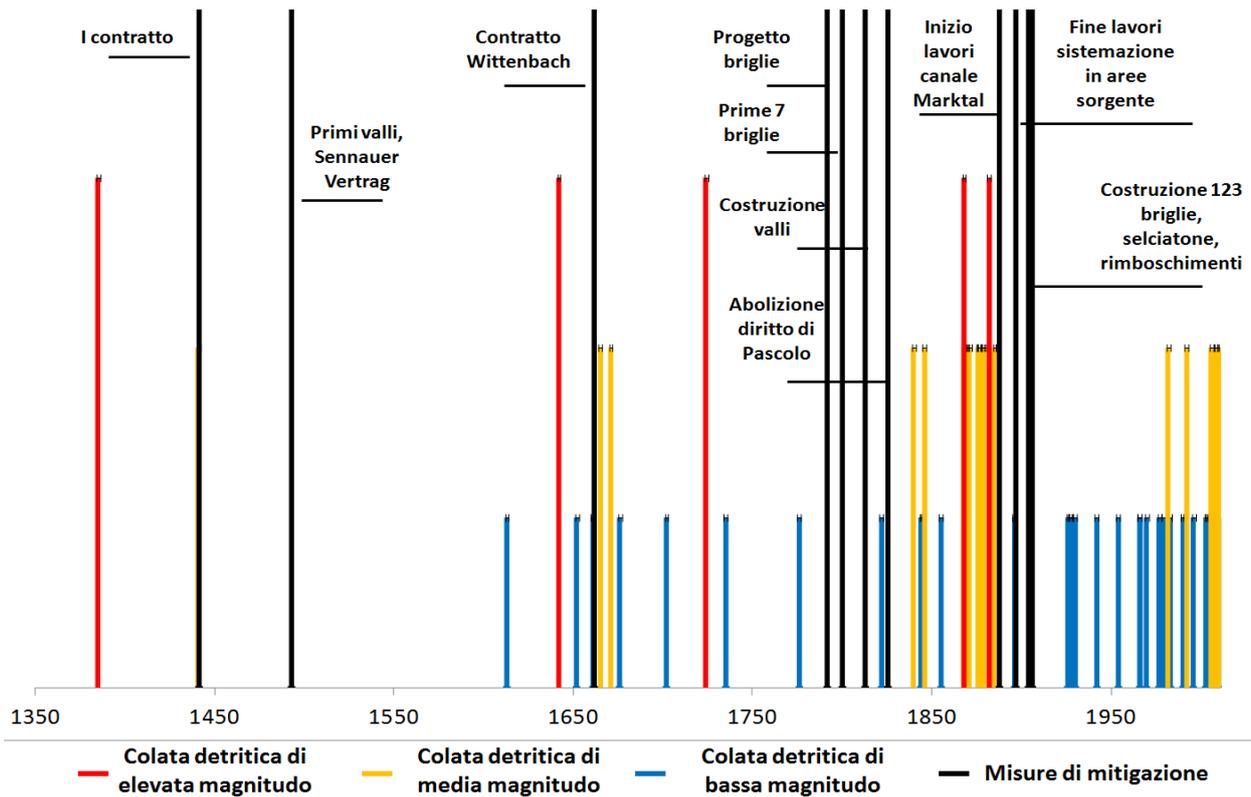


Fig. 3-5: eventi di elevata, media e bassa magnitudo desunti dall'analisi storica dal 1385 ad oggi, in nero le sistemazioni idraulico forestali fino al 1900.

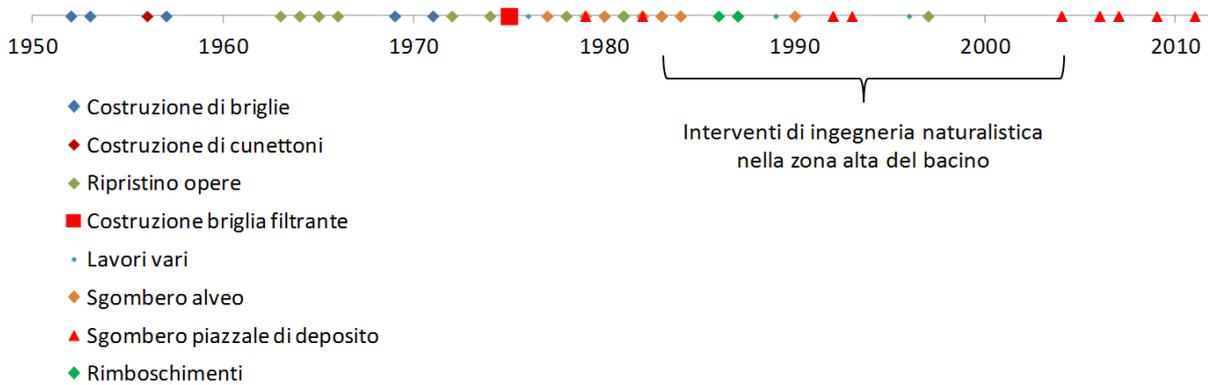


Fig. 3-6: cronologia degli interventi eseguiti tra il 1950 ed il 2012. Si nota un graduale passaggio dalla realizzazione e manutenzione delle opere in canale alla manutenzione di routine dell'efficienza del bacino di deposito. Gli interventi di ingegneria naturalistica realizzati tra il 1985 e i primi anni 2000 sono ad ora oggetto di studio.

1900: le sistemazioni sembrano funzionare (Fig. 3-5), e nel 1904 vengono costruite 143 piccole briglie nell'intero bacino, nel 1905 viene eseguita della manutenzione sulle briglie, e nel 1906 vengono costruite altre 19 briglie e tre selciatoni in impluvi laterali del Gadria e sul Moslgreben. Dal 1910 si torna a fare manutenzione ed ad alzare alcune briglie, oltre che a rimboschire il bacino. Si evidenzia che l'aumento di frequenza di eventi di media e bassa intensità è probabilmente da attribuire ad una maggiore disponibilità di dati. Si evidenzia inoltre l'apparenza di un rapporto di causa-effetto tra eventi ad elevata intensità e misure di mitigazione, ed il periodo senza eventi rilevanti a seguito della sistemazione integrale del bacino

dalle aree sorgente fino al canale Marktal. Si ricorda che nel 1975 è stata costruita la briglia filtrante ed il bacino di deposito. Le opere continuarono con cadenza quasi annuale con per tutto il 1900 e fino agli anni 2000, costruendo altre 24 briglie, centinaio di metri di cunettone e facendo manutenzione sulle briglie già costruite. Nel 1975 venne costruita una briglia filtrante alla confluenza tra Gadria e Strimo, un bacino di deposito lungo 300 m e largo 50, con capacità di invaso 70 000 m³ ed una briglia a fessura, alta a monte 9 metri e con fessura a V con apertura da 2 a 4 metri. Nel 1979 a causa di alcuni eventi, si è ritenuto di trasformare la briglia a fessura in briglia filtrante, con elementi orizzontali fissi distanziati larghi 0.5 m e distanziati di 1.25 m (Fig. 3-6). Il bacino di deposito è stato sgombrato ad ora in 9 annate, 5 delle quali negli anni 2000 (Fig. 3-6). A partire dagli anni '80 sotto la guida del prof. Florineth sono stati eseguiti numerosi interventi di ingegneria naturalistica diffusa nella parte alta del bacino, oggetto di rilievo e plausibilmente di ricerca nel prossimo anno.

Evento 12/07/2010. L'ultimo evento importante in ordine cronologico che ha interessato il bacino si è verificato nella notte tra il 12 ed il 13 luglio 2010 a causa di un temporale che ha innescato numerose aree sorgente in tutti e 4 i sottobacini del rio Gadria, causando una colata detritica di circa 20 000 m³. Questo evento è stato preceduto circa 15 minuti prima, ed in seguito a due piccole colate detritiche avvenute nel 2008 e nel 2009, da una colata detritica di circa 10 000 m³ proveniente dal rio Strimm, in modo del tutto anomale e per cui non si hanno precedenti storici. Larici di diametro > 1m abbattuti nell'ultima parte del rio Strimm hanno ostruito la briglia filtrante, e si ha avuto il riempimento totale della stessa con materiale limoso-ghiaioso (Fig. 3-7). L'evento sul torrente Gadria è stato fortemente erosivo nei collettori dei sottobacini, mentre nel tratto di collettore principale ha depositato quantità ingenti di materiale anche di diametro metrico. La piazza di deposito è stata sgomberata artificialmente nella primavera-estate del 2011.



Fig. 3-7: piazza di deposito del torrente Gadria pre e post evento 2010. Sulla sinistra l'hillshade del modello digitale del terreno della piazza di deposito e della briglia. Si noti sulla destra il torrente Strimm, che va a confluenza in piazza di deposito.

3.1.3. La strumentazione del bacino sperimentale

Grazie al progetto Europeo EU Interreg IV B South East 563 Europe – Project Monitor II (2010-2012) partecipato dal Dipartimento di Protezione Civile della Provincia Autonoma di Bolzano ed al finanziamento del progetto “GESTO”, finanziato dalla Provincia Autonoma di Bolzano i bacini dei torrenti Gadria e Strimm sono stati strumentati. Ad ora l’attività di monitoraggio e misura continua grazie ai fondi del progetto Europeo del European Territorial Cooperation Alpine Space 566 Programme 2007-2013 – SedAlp project e da Marzo 2013 dal progetto finanziato dalla Provincia Autonoma di Bolzano “KINOFLOW”.

L’apparato di monitoraggio è costituito da pluviometri (R), geofoni, video camere, idrometri radar (D) piezometri e sensori per il livello di saturazione idrica del suolo (S e W), perlopiù installati alla vasca di deposito (campo base) e al campo avanzato, circa 600 metri più a monte (Comiti et al., 2014, Fig. 3-8). La disposizione dei geofoni e dei radar rende possibile la determinazione della velocità delle colate che arrivano alla piazza del deposito. Il sistema di monitoraggio si può dire quasi totalmente funzionante a partire dal 2013.

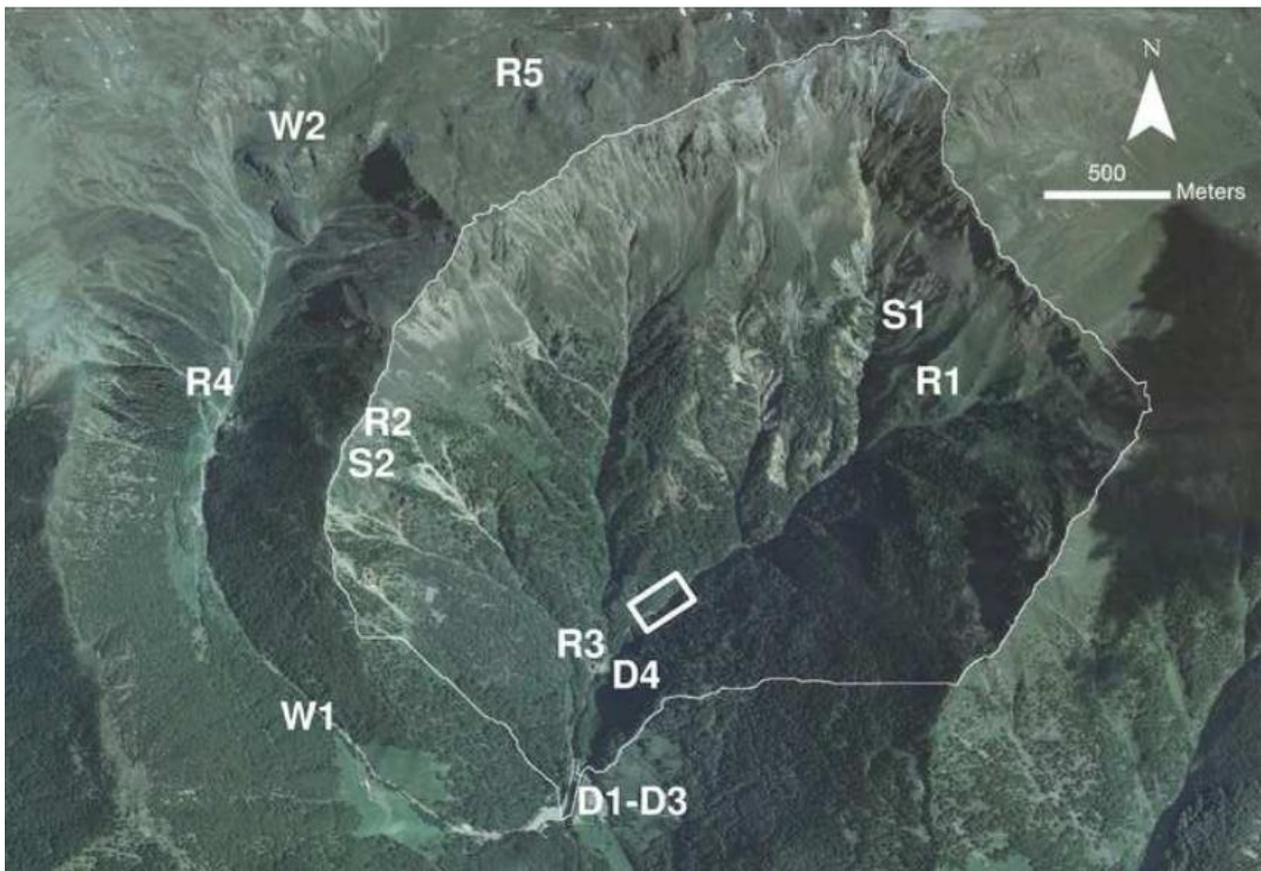


Fig. 3-8: Individuazione della strumentazione installata sui rii Gadria e Strimm a partire dal 2011. Con R sono indicati i pluviometri, con D gli idrometri radar, in corrispondenza dei quali sono installati anche i geofoni, con S e W sono indicati due tipologie diverse di trasduttori di pressione. Nella zona dei radar D1-D3 (“Campo base”) sono installate anche tre videocamere fisse, in corrispondenza della vasca di deposito che fa da confluenza a Gadria e Strimm. La zona indicata con R3 e D4 è invece nominata “Campo avanzato”. Per una review completa vedere Comiti et al. (2014).

3.2. Dominio dolomitico: rio Rudan (BL)

3.2.1. Descrizione generale

Il torrente Rudan si trova nelle dolomiti Bellunesi nella valle del Boite (Veneto, BL), di cui è affluente sinistro, 20 km a valle di Cortina D'Ampezzo. Il bacino, chiuso per convenzione alla briglia filtrante costruita nel 2011, ha una superficie di circa 2.7 km² (Tab. 3-2), e scende dalla cima del Monte Antelao (3263 m s.l.m.) fino all'abitato di Peaio (comune di Vodo di Cadore) a quota 949 m s.l.m, con una forma allungata in direzione N-S, costituendo nella sua parte alta il canalone che ne contraddistingue la parete sud, detto Vallon dell'Antelao (Fig. 3-9 3-9). La confluenza con il torrente Boite, senza che vi sia un vero e proprio conoide, è a 799 m s.l.m. Il Bacino è stato oggetto di studio da parte di D'Agostino et al. (2002) per conto di AIDI, nel contesto di un progetto commissionato dalla Regione Veneto sulla messa in sicurezza dell'abitato di Peaio (D'Agostino et al, 2002, D'Agostino e Marchi, 2003). La criticità nel bacino si pone tra quota 950 e la sezione di chiusura dove il ponte della S.S. Alemagna, un ponte comunale ed un canale di smaltimento inadeguato rappresentavano sezioni critiche per lo smaltimento di colate detritiche con il rischio di esondazione e coinvolgimento di parte dell'abitato di Peaio. Dopo le ricerche del 2002 sono stati eseguiti ulteriori approfondimenti progettuali, e nel 2011 è stata realizzata una briglia frangicolata a filtri verticali fissi spazati 1.3 m e larghi 1.3 m, contraffortati con pendenza 27° a monte, con doppia gaveta trapezia di altezza minima 7.2 m e larghezza 11.1 m. Il coronamento è largo 19.1 m e alto 11.3 (Fig. 3-9). Altri interventi di sistemazione del canale a valle della briglia hanno seguito la consulenza scientifica di D'Agostino et al. nel corso del 2013.

Tab. 3-2: dati morfometrici del bacino del torrente Rudan.

		Rudan
Area	km ²	2.71
Quota massima	m s.l.m.	3263
Quota minima	m s.l.m.	949
Quota media	m s.l.m.	1784
Pendenza media bacino	m/m	1.07
Lunghezza collettore principale	km	3.67
Pendenza media coll. princ.	m/m	0.38
Numero di Melton		1.42
Geologia		Dolomitica
Disponibilità di sedimento		Illimitata

Il bacino di deposito a monte dell'opera è stimato di una capacità di 15000 m³, e l'obiettivo dell'opera è di laminare il picco di colata e trasformare il flusso in iperconcentrato o trasporto di fondo, in modo che possa transitare al di sotto del ponte della strada Statale Alemagna senza depositare nel canale. Lavori di riprofilamento del canale sono già in corso e vi è la proposta di ridimensionamento della luce dei ponti.

Inoltre, lo studio di pericolosità ha previsto la delocalizzazione di due abitazioni per la costruzione della strada di servizio per l'opera e per considerazioni sulla pericolosità stessa.

L'area del bacino corrisponde essenzialmente all'incisione torrentizia dell'asta principale, con deflusso effimero per tutta la sua metà superiore, e alcuni canali secondari effimeri sono presenti solo in testata e in sinistra idrografica del collettore principale (rio Ciaudo). Il rio Rudan si colloca in un contesto climatico mesalpico, con precipitazioni distribuite in modo più consistente da Aprile a Novembre ed in modo minore in inverno. La piovosità media è di circa 1400 mm /anno, con temperatura media di 7.2° C. Gli eventi pluviometrici intensi estivi ed inizio autunnali, sono la causa dominante delle colate detritiche nel bacino. La morfologia locale ed i fortissimi gradienti altitudinali fanno sì che tali eventi siano molto variabili a livello spaziale, formando supercelle di dimensione anche inferiore al km², difficilmente individuabili con la rete pluviometrica tradizionale.

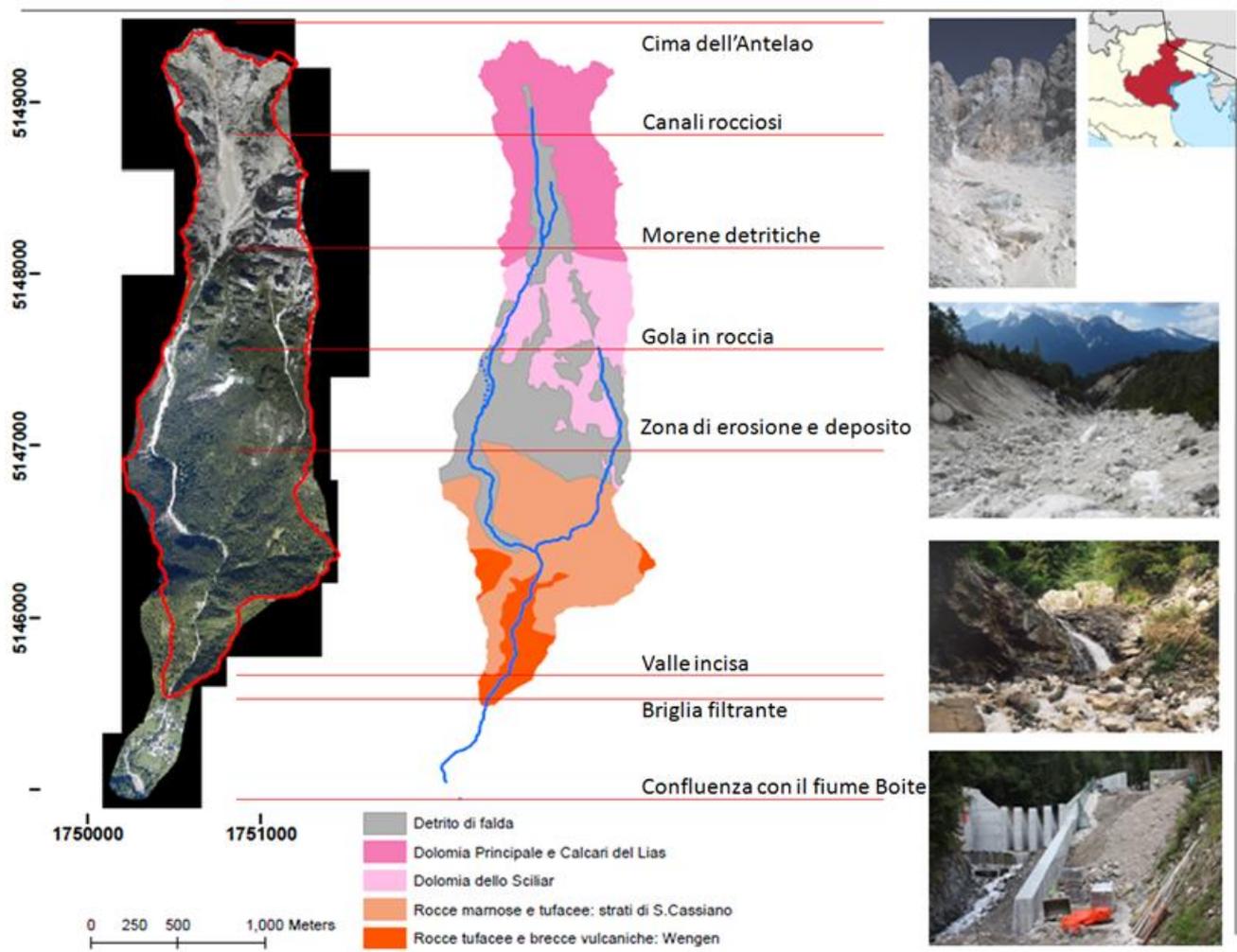


Fig. 3-9: da sinistra, ortofoto con in rosso lo spartiacque, carta geologica e suddivisione concettuale del bacino del torrente Rudan. Le foto sulla destra mostrano gli scenari tipici delle zone altitudinali alle quali corrispondono.

Nella parte alta il bacino è formato da pareti rocciose in dolomia principale, che convogliano le portate sulle falde rocciose del Vallon dell'Antelao tra i 2000 ed i 2500 metri s.l.m. Le correnti ad alta energia cinetica hanno la possibilità di mobilizzare in questa zona grandi quantità di sedimento, innescando da qui le colate detritiche. Al di sotto di queste potenti aree sorgenti di sedimento il canale si innesta in una profonda e stretta forra rocciosa fino a quota 1600. Tra quota 1600 e quota 1400 il Rudan scorre su profondi depositi quaternari che progressivamente incide, in un tratto con alternanza di scavo e deposito. All'inizio di questo tratto, a quota 1580 m s.l.m. il canale scorre quasi sullo spartiacque, con un'ansa che nel 2009 è stata saltata da parte di una colata detritica. L'ansa è stata quindi rettificata con un intervento di emergenza, con una scogliera a massi ciclopici all'uscita della forra, mentre il tratto ad estradosso dell'ansa stessa è stato protetto con un'altra scogliera in massi ciclopici. Le dolomie e l'ammasso di conglomerato poggia su strati di San Cassiano, risalente al carnico inferiore e costituito da marne e tufi, fortemente alterate e stratificate, decisamente più impermeabili delle rocce calcaree e dei conglomerati. L'incisione valliva del Rudan trova gli strati di San Cassiano a 1400 metri, e il deflusso fino a poco sopra questo punto è effimero. La profonda gola nella formazione di San Cassiano non è pedonabile, l'immersione degli strati è N-S, e la disposizione a reggipoggio delle stratificazioni fa sì che siano frequenti i salti in roccia (Fig. 3-11).

Al di sotto degli strati di San Cassiano il Rudan scorre da 900 m s.l.m. in giù sugli strati di Wengen (Ladinico superiore), composto da fitte stratificazioni calcareo-marnoso-tufacee, con morfologia a salti di fondo e cascate fittamente incassate in gola del tutto simile a quella descritta nel tratto a San Cassiano. A valle della briglia filtrante e dell'abitato di Peaio, il torrente Rudan non forma un conoide, ma scorre in una valle scavata in depositi alluvionali per poi arrivare al Boite sui calcari e conglomerati delle formazioni di Livinallongo del Ladinico Inferiore.

Tutto il contesto geologico del torrente Rudan è condizionato da falde e scorrimenti, in particolare la Linea dell'Antelao e la Linea di Pieve di Cadore, che, unito ad uno stato morfologico "giovane" e ad una pendenza media del 107 %, ne causano una propensione al dissesto e alla produzione di colate detritiche di tipo dolomitico (Tab. 3-1).

Dal punto di vista forestale il bacino è collocato nella zona fitoclimatica del Fagetum nella parte bassa e del Picetum nella parte più alta, anche se le due zone sono vigorosamente compenstrate. Il limite altitudinale della vegetazione è fortemente condizionato dalla morfologia e dalla scarsità della risorsa idrica connessa al substrato calcareo dolomitico. Nella zona bassa del bacino le zone fitoclimatiche sono rispettate, con dominanza dell'abete rosso sul faggio ed ingresso del larice. Dai 1200 metri in su il pino silvestre diventa decisamente dominante, essendo le condizioni più xeriche ed i disturbi decisamente più frequenti. Oltre i 1500 metri e fino ai 2100, sulle rupi boscate e al piede delle pareti dolomitiche, la povertà del suolo e la frequenza di frane e cadute massi fanno sì che il pino mugo costituisca popolamenti quasi in purezza.

3.2.2. Catasto eventi

Tutta l'area del versante a sud dell'Antelao è soggetta a fenomeni gravitativi intensi per l'elevata propensione al dissesto dell'area. Nonostante i danni ingenti ed i morti registrati ad intervalli più o meno lunghi, i comuni di San Vito, Pieve, Vodo e Borca di Cadore hanno avuto un'espansione edilizia rilevante, spesso in area a rischio di colata detritica e senza l'opportuno controllo pianificatorio. Si ricordano in particolari i due morti nell'evento a Cancia, in comune di Borca, del 2009.

La pericolosità dell'area è nota da sempre, da cronache del 1300 sarebbero rimasti sepolti interi villaggi, ed il toponimo Rudan significa semplicemente rio danno. Danni ingenti, distruzioni di interi villaggi e numerosi morti si ebbero negli abitati della parete sud dell'Antelao, al di fuori del bacino del Rudan, nel 1310, 1348, 1609, 1729, 1730, 1736, 1737, 1814 con 314 morti e 35 milioni di m³, su Marceana e Taulen, 1868, 1888, 1957, 1966, 1973, 2009. Tale elenco è sicuramente incompleto, in quanto eventi a bassa intensità risultano scarsamente o per niente riportati nelle cronache.

Il rio Rudan compare nelle cronache nel settembre 1882, con un evento che provoca danni notevoli ed inusuali, distruggendo mulini e una segheria e trasportando massi di dimensioni di decine di metri cubi, di cui uno ancora è rimasto alla confluenza del Boite (Fig. 3-10). Nel settembre 1951 un altro evento, meno intenso, trasporta grossi tronchi che si incastrano nel ponte sulla statale, causando deposizione a monte e lo scavalco del ponte con più di un metro di tirante.

Nel settembre 1983 un evento erode profondamente la falda detritica a valle della forra superiore, da 1600 metri in giù, erodendo in destra ed abbandonando il precedente letto, creando l'ansa ora rettificata. Il materiale trasportato fu principalmente ghiaia, e la prima ondata quasi ostruì il ponte. Questo materiale fu poi asportato da una colata fortemente erosiva, che approfondì anche l'alveo sotto il ponte, mettendone in pericolo la stabilità, e continuò ad erodere in profondità fino al Boite, distruggendo anche un ponte in calcestruzzo dove ora c'è il ponte Bailey, comunale. Il sedimento portato al Boite lo ostruì generando un lago. In conseguenza a questo evento si devono le prime difese spondali e trasversali al canale.

Nel 1987 a luglio, piogge prolungate provocarono intenso trasporto e un'ulteriore erosione verso lo spartiacque dell'ansa a quota 1590 originatasi nel 1982, con pericolo di avulsione verso l'abitato di Vodo di Cadore. L'evento a Peaio fu impulsivo, di breve durata e composta da ghiaia e massi di cubatura metrica, disarmò alcuni tratti di scogliera e aggirò alcune briglie. Il deposito in canale a fine evento si stabilì tra i 2 ed i 4 metri. In seguito all'evento le scogliere vennero sostituite da sponde in calcestruzzo armato, realizzato un cunettone con salti di fondo.

Nel luglio del 1994 un evento temporalesco breve (15') colpisce sia Cancia che il Rudan, causando colate detritiche con una dinamica quasi accoppiata che sembra abbastanza regolare nella serie storica. Il Genio Civile di Belluno effettua lo sgombero del canale, come dovrà ripetere nell'agosto 1996 per un evento del

tutto simile ma più severo. Alcuni massi ostruiscono il ponte Bailey, tra la statale Alemagna ed il Boite, e la colata esonda in destra e fa galleggiare il ponte, che però rimane ancorato alle guide del basamento.

Probabilmente dopo il '96 si susseguono piccoli eventi che accumulano materiale lungo il canale del Rudan al di sopra di Peaio, perché in modo ufficiale il comune di Vodo fa ispezionare l'alveo e, il 5 settembre, segnala alla regione una condizione di pericolo per l'accumulo di materiale in alveo. Il Rudan si attiva solo due giorni dopo, con colate il 6 ed il 7 che depositano in alveo causando l'esondazione dall'alveo sia a monte della statale, sul piazzale di un negozio in destra idrografica, sia ancora in detra tra la statale e il ponte Bailey.



Fig. 3-10: a sinistra il masso trasportato dal Rudan fino alla confluenza con il torrente Boite dall'evento del 1882, al centro il canale a valle della S.S. Alemagna completamente colmato dalle deposizioni della colata detritica del 1999, a destra la piazza di deposito e la briglia filtrante, vista da monte, realizzata nel 2011.

Nel 1999 ad agosto i Vigili del Fuoco segnalano deflussi importanti e depositi a ridosso del ponte sulla statale 51 Alemagna, ed il 20 settembre un evento di elevata magnitudo riempie l'alveo (Fig. 3-11), provocando l'esondazione del torrente in particolare a ridosso di due abitazioni, danneggiate dall'evento. Il livello del deposito di ghiaie arrivò quasi a ostruire la luce del ponte sulla statale, mettendone in pericolo la viabilità.



Fig. 3-11: a destra l'ansa a quota 1590 nel 2001, al centro nel riquadro rosso la sistemazione dell'ansa stessa con scogliera in massi ciclopici, e a destra, posta a monte della stessa (riquadro verde), l'altra scogliera posta a rettificare il canale, aperto nei primi metri con mine.

Nel 2009 un temporale causa una colata detritica a Cancia (comune di Borca di Cadore), e due persone muoiono nella loro casa, lo stesso evento causa una colata che non viene nemmeno registrata come tale a Peaio. A quota 1590, tuttavia, laddove era stato eroso il nuovo canale nell'87 e nel '92, la colata va in avulsione compiendo un salto di bacino, e con una portata modesta arriva a quota 1300 fermandosi su di

un pianoro al di sopra dell'abitato di Cadore. Con ordinanza del commissario comunale sono state costruite in somma urgenza due scogliere in massi ciclopici, e l'alveo è stato rettificato sul tracciato pre-evento '87 (Fig. 3-11).

Tra il 1999 ed il 2012 non si sono verificati eventi di colata detritica importanti arrivati fino a valle, ma si continua ad assistere a continui depositi ed erosione del canale da colate detritiche minori. Nel 2002 è stata effettuata le consulenze dell'Università di Padova (D'Agostino et al, 2002), e nel 2010 sono cominciati i lavori, terminati nel 2011, per la costruzione della briglia filtrante, progettata e pensata per una portata di progetto di 60-80 000 m³.

3.3. Dominio porfirico: val Molinara e val del Lago (TN)

3.3.1. Descrizione generale

I bacini del Rio Val Molinara e del Rio del Val del Lago si trovano sul versante nord-ovest della cima di Costalunga, nei comune di Baselga di Pinè e di Bedollo sull'altopiano omonimo posto in Trentino occidentale (Fig. 3-12). L'altopiano fa parte della piattaforma porfirica atesina, e si sviluppa da nord est a sud ovest tra il monte Ceramont e il Dosso di Costalta, con quote dai 600 ai 2000 metri s.l.m.. La zona sud ovest, con i laghi di Serrai e delle Piazze (artificiale) ricade nel bacino del Fersina, la zona nord ovest in quella dell'Avisio.

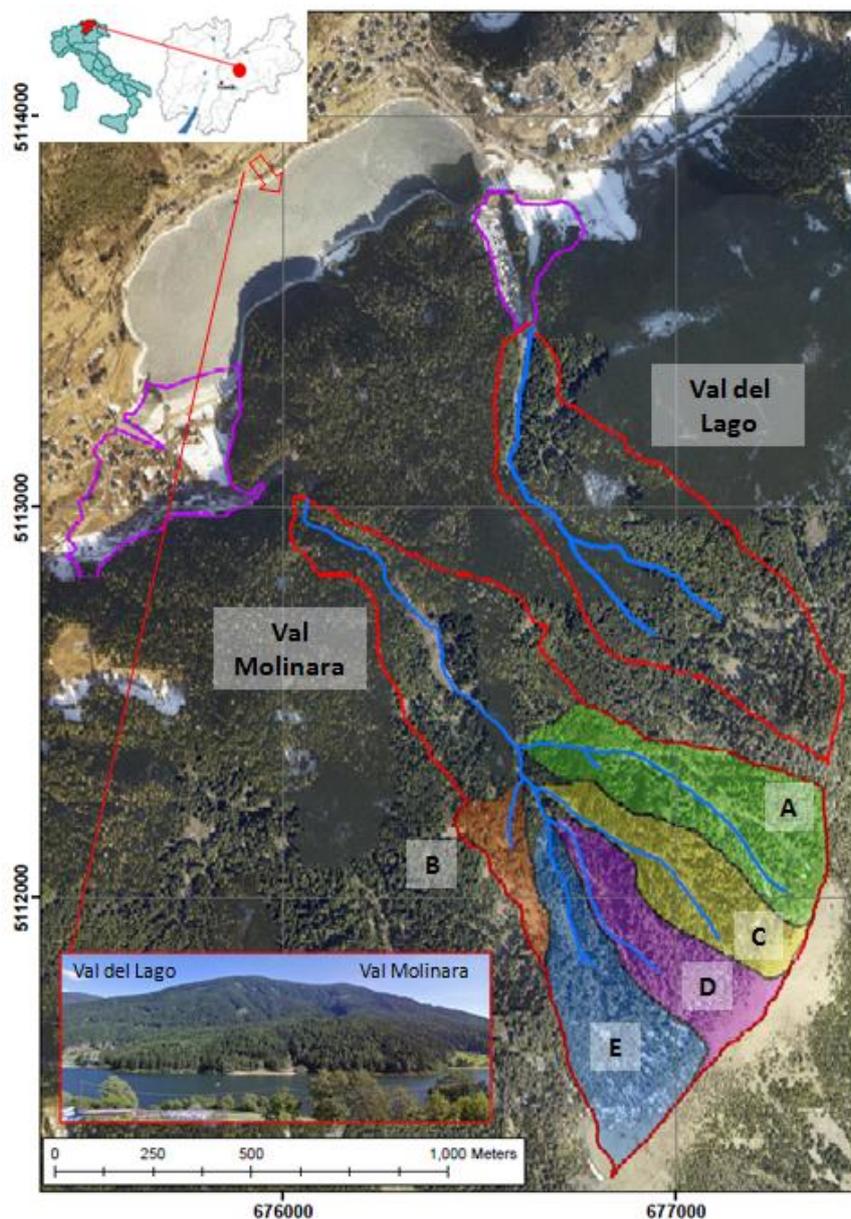


Fig. 3-12: localizzazione e vista dei bacini del Rio Molinara e del Rio Val del Lago. La foto è stata scattata dalla freccia in rossa sulla sponda destra del lago, e nel bacino del rio Molinara sono visibili i sottobacini (da A a E) in cui è suddiviso.

I due bacini di studio si trovano sul versante che sovrasta il lago artificiale delle Piazze, attivo dal 1927. La diga delle Piazze è un'opera in pietrame con altezza al coronamento di 12.5 m, con una capacità di invaso di 6.137.000 m³, posta appena a monte del conoide del Rio Val Molinara, e di cui il rio Val del Lago è immissario (Fig. 3-12). Il Rio Val Molinara era fatto scorrere in un canale in sinistra idrografica del conoide e in canale artificiale arriva fino al lago di Serraia. Il clima è temperato freddo, di tipo mesalpico, con inverni rigidi ed estati fresche, con temperatura media annua di 8.4 gradi. La piovosità media annua è di circa 1100 mm, perlopiù concentrati in autunno e primavera, ma l'orografia ad elevato gradiente altitudinale favorisce la formazione di temporali estivi anche di elevata intensità.

Dal punto di vista geologico il versante ovest di Costalta è uniformemente parte della piattaforma porfirica atesina, con affioramenti importanti della formazione di Val di Cembra fino a quota 1600 metri, caratterizzate da lave andesitiche a bassa permeabilità, sovrastate a monte dai porfidi fratturati della formazione di Gargazzone, che di fatto sono il serbatoio idrico del sistema. Alla linea di contatto tra i due sistemi sono da attribuire numerose venute d'acqua che alimentano i due bacini. Localmente sono presenti depositi detritico alluvionali quaternari profondi fino a 10 metri, posti su pendenze vicino all'angolo di stabilità dei materiali, e che fungono da acquifero effimero nel regime idrico dei bacini (Grisotto, 2002). A causa della bassa permeabilità del substrato e della forte fratturazione della formazione di Gargazzone, i reticoli idrografici dei bacini sono solitamente ben sviluppati ed estesi, di basso ordine e con portata effimera, perlopiù connessa a temporali estivi o a piogge autunnali di lunga durata. Prima dell'evento non vi erano aree in dissesto nel bacino, e anche dopo la colata detritica la parte destabilizzata si limita alla rete idrografica e ad alcune piccole frane di sponda. Entrambe i bacini sono ad alimentazione solida limitata secondo Bovis e Jakob (1999).

Dal punto di vista vegetazionale la zona bassa del bacino sarebbe tipicamente una zona di tensione tra la faggeta e l'abeteto, ma è stata perlopiù sostituita da una pecceta secondaria, localmente in tensione con il faggio, che lascia il posto all'abetina quasi esclusivamente nelle zone più fresche a metà versante (1300-1500 m s.l.m.). La parte sommitale del Dosso di Costalta, contraddistinto da una zona a bassa pendenza, è dominata da una lariceto cembreta dei suoli silicatici. La densità del popolamento è elevata su entrambe i bacini fino a oltre i 1500 metri, sopra il quale locali radure aprono il bosco. La copertura forestale, in entrambe i bacini, è comunque superiore al 95 %, lasciando scoperte solo locali radure, strade forestali e l'alveo dei torrenti.

3.3.2. Rio Val Molinara

Tra i due bacini analizzati, sostanzialmente identici in substrato, uso del suolo e condizioni geo-litologiche, il rio Val Molinara è il più grande ed il più problematico, in quanto il suo conoide è stato fortemente antropizzato a partire dagli anni '70, con l'espansione dell'abitato di Campolongo (Fig. 3.13). Il bacino del rio Val Molinara è esteso per 0.88 km² chiudendo il bacino appena a monte di un'ansa molto stretta verso

sinistra, in apice conoide. La sezione di chiusura è stata posta circa 100 metri a monte dell'apice del conoide vero e proprio in quanto nel periodo di rilievo tale porzione era interessata dai lavori per la costruzione di un sistema di difesa, e quindi inagibile e fortemente rimaneggiata. Dalla sezione di chiusura, posta a 1113 m s.l.m, il bacino sale fino al dosso di Costalta a 1951 metri con un reticolo fortemente ramificato, con 5 collettori per una lunghezza totale di quasi 4 km, ed un collettore principale lungo 1.7 km e un ordine di Horton Strahler di 3. I 5 collettori vanno a confluenza tra i 1300 ed i 1400 m s.l.m (Fig. 3-17, Tab. 3-3). Il bacino presenta una pendenza media del 70 %, mentre il collettore principale ha una pendenza minore, pari al 37%. La zona a maggiore pendenza si trova nella parte intermedia del bacino, mentre nella parte sommitale sono presenti ampi pianori. Le sezioni del torrente sono solitamente confinate in profonde incisioni vallive, che non lasciano possibilità di avulsione, e hanno generalmente andamento rettilineo o a bassa sinuosità.

Tab. 3-3: principali dati morfometrici del bacino del Rio Val Molinara e dei sottobacini individuati come da Fig. 3-12.

	Val Molinara	Sottobacino A	Sottobacino B	Sottobacino C	Sottobacino D	Sottobacino E
SUPERFICIE (km ²)	0.88	0.18	0.04	0.12	0.12	0.17
L collettore (m)	1750	804	180	643	548	433
H min (m s.l.m.)	1113	1332	1361	1386	1433	1432
H max (m s.l.m.)	1954	1910	1610	1909	1913	1954
Pendenza media collettore (°)	33.5	37.8	34.9	34.8	29.3	30.8
N Melton	0.90					
Geologia	Porfirica					
Disponibilità di sedimento	Limitata					

Il conoide del rio Molinara ha un'estensione di 0.12 km² ed una pendenza del 18.3%, sia la dimensione rapportata a quella del bacino, sia la pendenza, ne testimoniano un'origine mista da trasporto e colata detritica, attività testimoniata anche da paleodepositi sui collettori nella parte centrale del bacino. Fino a prima del 2010 non vi erano opere di sistemazione idraulico forestale, ed il canale scorreva in un tombotto in sinistra del conoide, con sezione di circa 1.5 m². A seguito di un evento verificatosi il 15 agosto 2010 che ha gravemente danneggiato le abitazioni, costruite dopo il 1970, il Servizio Bacini Montani della Provincia Autonoma di Trento ha costruito un sistema di difesa costituito da una soglie, una briglia filtrante e due bacini di deposito a valle della stessa.



Fig. 3-13: foto della situazione del conoide del Rio Val Molinara negli anni '30, con presenza di soli pascoli, e nel 2010, subito dopo l'evento del 15 agosto, dove si nota l'importante urbanizzazione dello stesso (foto PAT).

3.3.3. Rio Val del Lago

Il bacino del rio Val del Lago è situato appena a nord del Rio Molinara, da cui è diviso da un piccolo bacino di versante (Fig. 3-16). Presenta un'estensione ridotta di 0.42 km² ed un reticolo idrografico formato da 2 canali, entrambe interessate dalla colata detritica del 2010 e del tutto simili ai canali del rio Molinara, ma con pendenza media meno accentuata (Tab. 3-4). La copertura vegetale è pressoché totale con popolamenti di fustaia densa di abete rosso con presenza significativa di abete bianco. Solo nella zona sommitale vi sono delle superfici con larice-cembrete. Il bacino tuttavia è maggiormente impostato su detriti di falda di media profondità rispetto al rio Molinara, in particolare nella parte centrale e nella parte bassa.

Tab. 3.4: principali dati morfometrici del bacino del rio Val del Lago.

	Val del Lago
SUPERFICIE (km ²)	0.42
L collettore (m)	1740
H min (m s.l.m.)	1024
H max (m s.l.m.)	1722
Pendenza media collettore (°)	27.6
N Melton	0.74
Geologia	Porfirica
Disponibilità di sedimento	Limitata

Il rio Val del Lago si immette nel lago delle Piazze direttamente attraverso uno stretto canale in selciatoone, dopo che alla sezione di chiusura a quota 1024 è presente una briglia frangicolata con bacino di deposito della capacità di circa 10 000 m³. Il sistema di difesa è stato costruito nel 2005 a protezione di un campeggio

e di un albergo costruiti sul conoide nelle immediate vicinanze del collettore. Il conoide ha una pendenza media di 13° , e come per il caso del conoide del rio Molinara, ha probabilmente un'origine mista di trasporto e colate detritiche (Fig. 3-14).



Fig. 3-14. Nella foto a sinistra: conoide del rio Val del Lago, in basso sulla destra è visibile la briglia filtrante, la piazza di deposito ed il collettore artificiale. Sulla sinistra del conoide sono visibili il campeggio e l'albergo (foto PAT). Nella foto a destra piazza di deposito del rio Val del Lago durante lo sgombero.

1.1.3.1. Colata detritica 15 agosto 2010

Non esiste nessuna notizia riguardo a precedenti eventi di colata detritica del rio Val Molinara e del rio Val del Lago ne evidenze erano visibili sui campi coltivati sul conoide, anche se dall'analisi del dato LiDAR della PAT erano riscontrabili pattern morfologici sul conoide tipici da colata (Grisotto, 2010). I bacini di fatto erano inattivi dal punto di vista del trasporto gravitativo di massa sicuramente da prima del 1882, e probabilmente da diversi secoli. Alcuni paleodepositi sono visibili nella zona centrale del bacino, su cui si sono insediati abeti con età attuale tra i 70 ed i 90 anni. Il 15 agosto 2010 una forte perturbazione ha interessato la zona, rimanendo stazionaria e facendo registrare una cumulata, perlopiù raggiunta in 6 ore, di 169.1 mm (Fig. 3-15). Il tempo di ritorno di questa pioggia è stato stimato in maggiore di 200 anni (Piazza et al, 2010), in particolare per il valore di cumulata sulle 6 ore. Probabilmente le piogge continue del pomeriggio ed il primo picco, tra le 23:45 e le 1:45, hanno saturato sia gli acquiferi effimeri delle falde moreniche che gli acquiferi profondi delle formazioni di Gargazzone, ed il secondo picco, verificatosi tra le 2:30 e le 4:30 con una cumulata di 59.6 mm, è insistito con elevata intensità su un substrato già saturo, superando il tempo di ritorno di 200 anni sulle 6m ore e causando la colata detritica. L'evento ha mobilitato tutte le aree sorgente di sedimento dei bacini, sostanzialmente i canali stessi e le sponde per al massimo 10-20 metri, mentre i versanti non mostrano segni di instabilità. Si ha quindi avuto per entrambe i bacini una sostanziale erosione lineare in alveo della morfologia a step pool che si era impostata nei secoli intercorsi tra il precedente evento e quello attuale. La colata ha mobilitato e trasportato anche alberi di grande dimensione, che hanno in più punti ostruito il canale, probabilmente provocando numerose temporanee ostruzione della sezione di deflusso. Inoltre un importante accumulo di materiale e di portata

lo si ha avuto sugli attraversamenti stradali, che hanno funzionato come bacino di accumulo e hanno poi ceduto rilasciando grandi quantità di materiale. E' importante notare che i fenomeni erosivi si sono innescati a partire da aree drenate ridotte e piccoli volumi iniziali, partendo a poca distanza dallo spartiacque (Fig. 3-16). Una prima destabilizzazione deve essere avvenuta comunque dopo il primo impulso, tale da intasare parzialmente di materiale il tombotto sul conoide del rio Molinara, tanto da far intervenire una scavatrice a liberarne la luce. La colata vera e propria si è verificata circa alle 4:30 del mattino, a seguito del secondo impulso, quasi alla stessa ora per entrambi i bacini, ed ha eroso i canali anche per 5-7 metri con un apporto unitario fino a $35 \text{ m}^3/\text{m}$, parzialmente ridepositando materiale ma arrivando con volumetrie importanti sui conoidi del rio Val del Lago e del Rio Molinara.

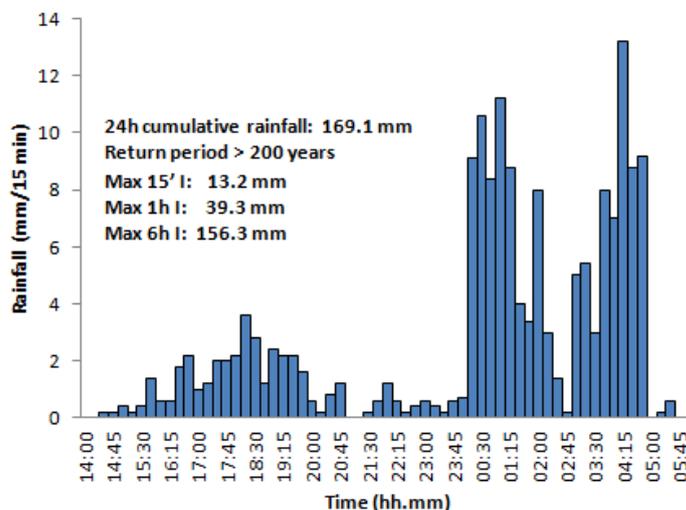


Fig. 3-15: Pluviogramma dell'evento alla stazione di Sant'Orsola, con massime intensità sui 15 minuti, un ora, e 6 ore.

Le stime effettuate dal servizio Bacini Montani della PAT sono di circa $10\,000 \text{ m}^3$ per il rio val del Lago, totalmente gestiti dalla briglia filtrante e dal canale di smaltimento (Fig. 3-20), e tra i $40\,000$ ed i $60\,000 \text{ m}^3$ ($30\,000 \text{ m}^3$ il picco) per il rio Val Molinara, che non trovando sistemazioni anno alluvionato il conoide. La maggior parte del materiale più grossolano (0.5-2 m diametro) e gli spessori maggiori (1 m) si sono depositati in un lobo nell'abitato di Campolongo, mentre due lobi più fluidi, probabilmente la coda della colata, si sono depositati uno verso il lago delle piazze e uno lungo il collettore del rio Molinara.



Fig. 3-16. Da sinistra verso destra: innesco di uno dei canali del rio Molinara, sezione erosa nel collettore principale, lobi di deposito sul conoide del rio Molinara, in rosso il più profondo e con più materiale grossolano, in blu e in giallo i lobi della coda di colata, rispettivamente verso il lago delle piazze e intorno al canale del rio.

A seguito dell'evento è stata ripristinata la capacità d'invaso della piazza di deposito del rio Val del Lago, ed è stato realizzato un sistema di difesa sul rio Molinara comprendente delle briglie di consolidamento appena a monte del conoide e di una briglia frangicolata a filtri verticali inclinati, alta 11 metri alla gaveta e con capacità d'invaso di 18 000 m³, seguita da un canale ampio in selciato allargato a formare degli invasi della capacità di 12 000 m³ in grado di gestire la componente fine filtrata dalla briglia.

4. Materiali e metodi

Gli obiettivi della tesi sono stati perseguiti avvalendosi sia di tecniche e metodologie di rilievi di campo, sia di combinazione delle stesse con metodologie di analisi GIS, sia con post-elaborazioni dei dati raccolti. Le metodologie utilizzate principalmente sono stime geomorfiche, rilievi multi temporali su sezioni fisse, analisi della produzione di sedimento con trappole per sedimento (sediment trap) e analisi multi temporale delle differenze morfologiche tramite differenze di modelli digitali del suolo (DoD). Nell'applicare queste metodologie, descritte di seguito, in alcuni casi si è dovuto adattare la procedura al caso di studio in esame, facendo salvi il più possibile le assunzioni di base e i dati raccolti. Gli adattamenti sono descritti contestualmente agli schemi di rilievo di ogni caso studio. Le procedure per la realizzazione di un indice di priorità di gestione che è stato denominato Management Priority Index (MPI) sono descritte nel capitolo risultati in quanto la metodologia stessa è di fatto da considerarsi un risultato della presente ricerca. Di seguito si riassume in modo schematico dove sono state impiegate le differenti metodologie utilizzate (Tab. 4-1).

Tab. 4-1: quadro di sintesi dei casi di studio, delle caratteristiche geolitologiche, della disponibilità di sedimento e delle analisi e metodologie applicate.

BACINI AD ALIMENTAZIONE SOLIDA ILLIMITATA	RIO GADRIA	METAMORFICO	STIME GEOMORFICHE
			MPI
			ANALISI MULTITEMPORALI
			PRODUZIONE DI SEDIMENTO
			DOD
RIO RUDAN	DOLOMITICO	STIME GEOMORFICHE*	
		ANALISI MULTITEMPORALI	
		PRODUZIONE DI SEDIMENTO	
BACINI AD ALIMENTAZIONE E SOLIDA LIMITATA	RII VAL MOLINARA E VAL DEL LAGO	PORFIRICO	STIME GEOMORFICHE
			ANALISI MULTITEMPORALI**
			DOD

*: per il torrente Rudan, le stime geomorfiche sono state effettuate da D'Agostino et al. (2003), e da D'Agostino et al. (2002).

** : le analisi multi temporali sui rii Val Molinara e Val del Lago hanno necessitato di metodologie differenti nella parte di rilievo di campo e di post-elaborazione, di seguito meglio specificata.

4.1. Stime geomorfiche

Le stime geomorfiche sono utilizzate e descritte dagli anni '80 (Hungar et al, 1984), e nonostante le importanti fonte di errore rimangono lo strumento più utilizzato e più affidabile per la stima del sedimento disponibile e per la caratterizzazione geomorfica dei collettori e dei bacini montani (Rickenmann, 1999). La metodologia utilizzata è quella analitica descritta da Spreafico et al. (1999) e modificata da D'Agostino e Marchi (2003). Tale metodologia, come proposto da Kienholz et al. (2010), è stata aggiornata ed attualizzata effettuando le misure sui tratti omogenei con distanziometro laser e integrando i dati di campo con analisi in GIS per una più precisa determinazione delle superfici e dei parametri morfometrici. Questo accorgimento permette maggiore precisione almeno in termini planimetrici, laddove tuttavia la maggior fonte di incertezza rimane ancora la stima della profondità di erosione potenziale, e quindi il passaggio da una superficie ad un volume disponibile.

I rilievi di campo che portano alle stime geomorfiche consistono nella determinazione della disponibilità di sedimento erodibile in canale (Yield rate, Y , m^3/m) e nelle aree sorgente di sedimento (Spreafico e Lehmann, 1999). Ciò comporta una stima o misura degli elementi geometrici suscettibili di erosione sia nella loro superficie sia per la profondità potenziale di erosione (d). Le stime areali e di profondità erodibile vengono approntate considerando tratti di alveo e di sponda omogenei, cioè con caratteristiche geomorfiche e di erodibilità simili, e separatamente per le aree sorgente di sedimento (Kienholz et al., 2010, D'Agostino e Marchi, 2003, Fig. 4-1). E' così possibile stimare un volume potenzialmente disponibile nel reticolo idrografico (V_{ch}) e un volume potenzialmente disponibile da tutte le *i-esime* aree sorgente di sedimento (ΣV_{oi}), applicando sostanzialmente l'equazione [Eq. 1-21].



Fig. 4-1: illustrazione della suddivisione in valutazione delle sponde (rosso) e del canale (gialla) in un canale da colata detritica.

I reticoli idrografici e le aree sorgenti in cui sono state operate stime geomorfiche sono state pedonate fino a dove è stato possibile e sicuro per gli operatori, misurando le distanze con un distanziometro laser Trupulse 360B (errore 0.1 m) e localizzando i tratti omogenei e le aree sorgenti (SSA_i) laddove possibile con un GPS Juno SB Handheld. Le aree sorgente di sedimento sono state inventariate e analizzate in campo per

determinare la profondità di erosione potenziale d , e sono state poi mappate con precisione con il supporto dell'analisi GIS, andando ad analizzare in modo semiautomatico sia le ortofoto che il DTM, rispettivamente (Fig. 4-2).

- Le ortofoto hanno permesso una prima importante fonte per la corretta mappatura delle SSA_i e del reticolo idrografico;
- La differenza tra DTM e DSM ha permesso di definire meglio quelle aree sorgente al di sotto della "treeline", a volte parzialmente riconsolidate e ricolonizzate da vegetazione perlomeno sui margini, e nelle zone in cui le ortofoto risultano inutilizzabili per ombreggiatura dei versanti (Nishiguchi et al., 2011).
- L'indice di scabrezza come individuato da Cavalli et al. (2008) ha permesso di aumentare la precisione nella definizione delle aree sorgenti di sedimento. L'indice è basato sul calcolo della deviazione standard delle differenze tra la topografia di base ed una topografia semplificata calcolata per ogni cella su una finestra mobile delle dimensioni del fenomeno da analizzare (Tarolli et al., 2012, Li et al., 2013, Sofia et al., 2013a). Finestre mobili troppo piccole portano ad un'elevata sensibilità per gli errori del DTM, finestre troppo grandi mancano le variazioni topografiche che sono la "firma" geomorfica di un processo (Sofia et al., 2013b). In questo caso, le features obiettivo sono rappresentate dalla corona e dal bordo delle aree sorgente, generalmente quindi con dimensioni da 1 a 10 metri, e sono state utilizzate finestre mobili da 3 a 17,5 metri, a seconda dell'area sorgente e del DTM di base (celle da 1 o 2,5 m).

La mappatura completa ed integrata tra campo ed ambiente GIS delle SSA_i e del reticolo ha quindi permesso, oltre che una più precisa determinazione delle stime geomorfiche, anche una caratterizzazione morfometrica delle aree drenate (A_{di}), delle pendenze (S , $\tan\beta_i$) e delle grandezze geometriche caratteristiche.

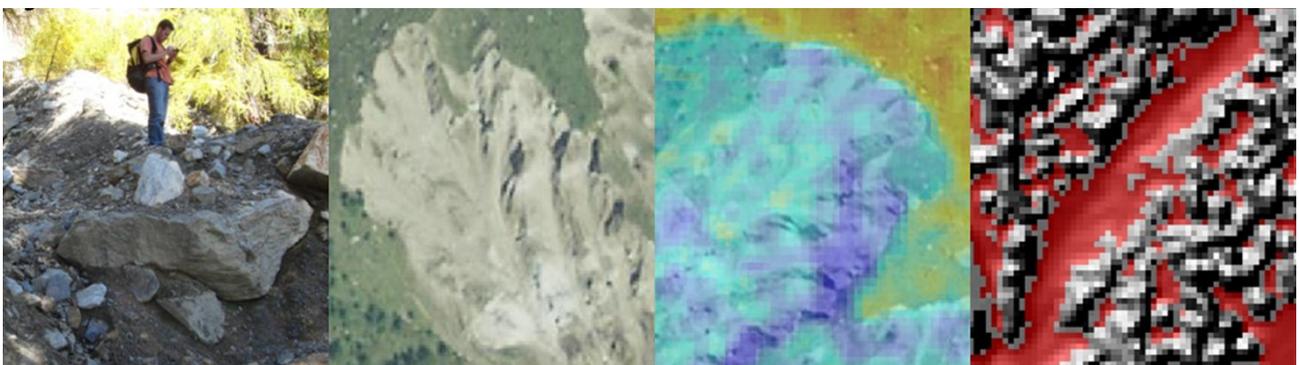


Fig. 4-2: tecniche utilizzate per l'estrazione delle aree sorgente: integrazione delle informazioni da rilievo in campo, ortofoto, indice di rugosità e differenza DSM-DTM.

4.2. Rilievi multitemporali

Come si è visto, una componente molto importante e poco investigata della dinamica di formazione e propagazione delle colate detritiche è da riferirsi ai fenomeni di erosione e deposito in canale e che vi è la necessità di studi di campo che misurino gli effetti delle colate nell'intero reticolo idrografico (Theule et al., 2012). A questo scopo e per investigare le variazioni morfologiche delle sezioni e di distribuzione del sedimento nel reticolo, sono state applicate metodologie di misura multi temporale del sediment budget, in particolare tramite l'utilizzo di sezioni fisse ripetutamente monitorate.

Tale metodologia non può seguire l'evoluzione dell'alveo durante gli eventi, ma porta a misure integrative a scala di evento, sugli effetti che l'evento stesso comporta. Considerando gli studi recenti di Mc Coy et al. (2012) e Berger et al. (2011a) e di Iverson et al. (2011), tuttavia, in condizioni di alveo saturo si può ragionevolmente ipotizzare che l'erosione dell'alveo (Z) sia da imputarsi sostanzialmente interamente al primo picco della colata e alla trasmissione degli sforzi tangenziali (τ), normali (σ) e della pressione dei pori (p) collegata al picco stesso. Risulta inoltre allo stato attuale sostanzialmente impossibile riuscire a misurare su tutto il reticolo le dinamiche di erosione e deposito durante l'evento. La tipologia di flusso ed il riconoscimento dei fenomeni di colata detritica è stato operato su base geomorfica, osservando la struttura dei levee e dei depositi presenti (Theule et al, 2012). Tipicamente gli indicatori di colata detritica (debris flow) sono:

- Altezza del fronte rilevante, trasporto massivo e non selettivo, presenza di argini ben espressi a granulometria inversa, matrice fine a volte oltre gli arginelli, abrasione di radici quando scoperte, scortecciamento e abrasione del materiale legnoso in alveo. L'osservazione dei livelli di arginelli, della forma della sezione post evento ed il confronto con il database fotografico sulle sezioni può anche aiutare ad interpretare gli effetti delle pulsazioni secondarie.

Al contrario, marcatori evidenti di trasporto di fondo sono:

- Altezze di tirante limitate, erosione, trasporto e deposito selettivo delle granulometrie minori, assenza degli indicatori di colata detritica.

Condizioni intermedie alle due evidenziate, unite ad altri marcatori come la presenza di lobi deposizionali di sedimento a granulometria fine (ghiaie), vengono interpretati come debris flood.

I rilievi sono stati effettuati con cadenza periodica a seconda della piovosità stagionale, dopo eventi pluviometrici a forte intensità e a seguito di segnalazione del verificarsi degli eventi. Compatibilmente con le problematiche logistiche il rilievo viene effettuato il più ravvicinato possibile all'evento (2 - 10 giorni), in modo da poterne misurare in modo il più preciso possibile gli effetti. Rilievi periodici sono effettuati anche indipendentemente dal verificarsi di eventi, per monitorare le variazioni morfologiche dovute al trasporto di fondo.

In bacini soggetti ad alta frequenza e magnitudo di colata detritica sono state approntate e raffinate metodologie di misura di sezioni stabili il più possibile coerenti tra loro. Durante il primo anno di studio si è scelto di monitorare in modo intensivo, con sezioni ravvicinate (5-20 metri) ed attrezzate con picchetti brevi tratti coperti con 5-10 sezioni consecutive, cercando di contemperare problematiche logistiche e rappresentatività del campione. Le sezioni sono state scelte cercando nell'intorno dell'intervallo di distanza stabilito (10 m) un contesto rappresentativo dell'intervallo e non perturbato da fattori morfologici singolari. Durante il secondo anno queste sezioni sono state monitorate solo con misure con distanziometro e con linea di vernice spray, e ne sono state aggiunte altre, a distanza maggiore (20-50 metri), in modo da coprire il più possibile porzioni significative del collettore e/o del reticolo idrografico. Le prove indicate nella campagna del primo anno, con picchettamento intensivo e colorazione di massi a diverso diametro sono state abbandonate a causa dell'evidenza del trasporto massimo del materiale di ogni dimensione, della bassissima recovery ratio e dell'intenso sforzo logistico che ne conseguiva. Nei bacini ad alimentazione solida limitata del rio Val Molinara e rio Val del Lago le problematiche legate all'imprevedibilità di un evento con elevato tempo di ritorno sono state affrontate cercando di far salve le informazioni raccolte in termini di omogeneità del dato. La metodologia di rilievo adottata in questi due bacini, più complessa, è illustrata in apposito capitolo specifico dei siti di studio in questione.

La metodologia di rilievo sviluppata prevede il rilievo con distanziometro laser Disto Trupulse 360°B (precisione verticale e orizzontale ± 0.1 m) di sezioni fisse, materializzate con un picchetto destro ed un picchetto sinistro. Si è cercato di ridurre l'errore strumentale a quello caratteristico del distanziometro mantenendo la stazione di rilievo sullo stesso caposaldo per ogni sezione, utilizzando un cavalletto a treppiede professionale con testa a movimento fluido manovrabile e blocco dell'angolo laterale. Non è stato ritenuto opportuno usare la stazione totale per problematiche relative alla pedonabilità dei tratti monitorati, per la difficoltà di assicurare la messa in bolla dello strumento e per la difficoltà di riportare la precisione strumentale assicurata dalla stazione al rilievo in canale da colata. L'utilizzo del laser scanner, oltre alle problematiche logistiche, avrebbe comportato un numero di stazioni elevato per eliminare le ombre non consono con i tempi disponibili per il rilievo, mentre il GPS non si è dimostrato garantire un'adeguata precisione, né verticale né orizzontale, nella maggior parte dei tratti monitorati, fortemente canalizzati.

Le operazioni di misura sono state predisposte in modo da garantire la massima rappresentatività della sezione possibile, non campionando le sezioni con distanza regolare, ma misurando i punti in cui vi era una variazione di andamento della sezione almeno uguale alla precisione strumentale (0.1 m), in modo che la ricostruzione degli spazi tra i punti con una interpolazione lineare potesse essere realistica (Fig. 4-3). La densità media di punti misurati su ciascuna sezione si è attestato tra gli 1 ed i 2 punti/metro.

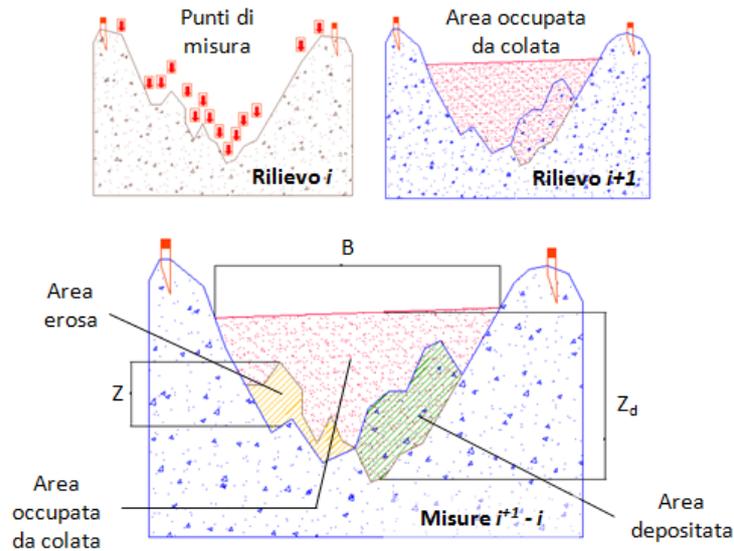


Fig. 4-3: Rappresentazione della metodologia dei monitoraggi multi temporali sulle sezioni per la valutazione del sediment budget. In alto a destra una esemplificazione delle misure topografiche e un esempio di sezione al momento i ; in alto a sinistra la stessa sezione al momento $i+1$, in cui si notano le variazioni topografiche e l'area occupata dal picco della colata; in basso una sintesi delle differenze e delle grandezze morfologiche valutate su interdistanze interpolate linearmente di 0.1 m.

Per poter confrontare e sottrarre la misura nel tempo $i+1$ a quella del tempo i le misure sulle sezioni sono state discretizzate con interdistanza pari all'errore strumentale (0.1 m) interpolando in modo lineare i punti misurati (Fig. 4-4). Sulla base delle sezioni discretizzate sono state calcolate le grandezze geometriche di area occupata dalla colata detritica (A), larghezza attiva della colata (B), profondità di erosione (Z), profondità del flusso (Z_D), area erosa A_e , che considerando una sezione unitaria è assimilabile allo Yield Rate (Y , m^3/m). L'area bagnata viene calcolata approssimando per difetto e considerando il pelo libero della colata obliquo tra il livello sulla sponda destra e sulla sponda sinistra, integrando le differenze tra il pelo libero e la quota della topografia pre evento sulle sezioni interpolate a 0.1 m.

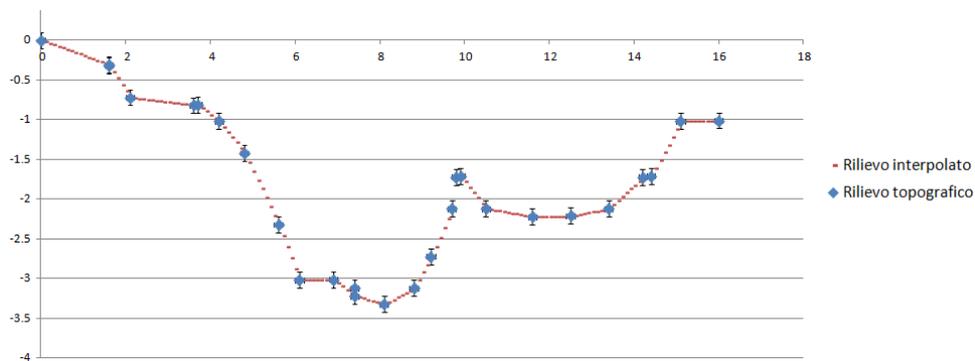


Fig. 4-4: Esempio di sezione monitorata con rilievi multitemporali: in blu il rilievo topografico con errore in entrambe le dimensioni pari a quello strumentale (± 0.1), ed in rosso l'interpolazione secondo funzione lineare.

Le componenti deposizionali delle variazioni topografiche, vale a dire altezze di deposito e area depositata (e quindi tasso di deposizione su metro lineare), vengono da qui in poi e salvo particolari specifiche associate alle grandezze erosive, rispettivamente Z e Y , considerando il valore erosivo in campo negativo e

deposizionale in quello positivo, o dove ve ne sia bisogno distinguendoli con i pedici “e” per erosivo e “dp” per deposizionale. Nei risultati vengono quindi distinti il risultato netto (budget) in termine di tassi e grandezze di variazione morfologiche, la componente esclusivamente erosiva e la componente deposizionale semplicemente discriminando per segno dei valori. La distanza tra le sezioni viene misurata con distanziometro laser in modo il più possibile rettilineo tra sezione e sezione sul talweg. La pendenza dell'alveo in corrispondenza della sezione viene misurata con distanziometro ponendosi sul talweg della sezione a 1, 3, 5, 10 metri a valle e a monte della sezione stessa. Per aiutare nella valutazione della tipologia di flusso e per determinare l'altezza del picco di colata, e quindi l'altezza del tirante massimo (Z_D), dopo ogni rilievo ogni sezione viene marcata con vernice spray (Fig. 4-5). In accordo con Schurch et al. (2011) l'errore di rilievo nell'identificare la massima altezza di flusso è approssimativamente di ± 0.2 m



Fig. 4-5: sezioni monitorare con evidenza di trasporto di fondo, evidenziato dall'asportazione della linea di marcatura colorata (cerchi rossi).

In termini quantitativi, le aree (e quindi i tassi), erosive o deposizionali, considerando la differenza Z_d di topografia tra due rilievi successivi ogni *i-esimo* intervallo di interpolazione 0.1 m sulla sezione sono esprimibili come:

$$A = Y = \left(\sum_{i=1}^n Z_{d i} \right) \cdot 0.1 \quad [\text{Eq. 4-1}]$$

Parimenti, i volumi depositati ed erosi sono calcolati considerando la distanza L tra le sezioni n e $n+1$ tramite l'equazione:

$$V = \left(\frac{Y_n + Y_{n+1}}{2} \right) L_{n,n+1} \quad [\text{Eq. 4-2}]$$

Portate e velocità di picco sono state stimate con l'utilizzo di formule empiriche utilizzando sezioni considerate ad area trapezoidale, dove i rilievi in campo hanno fornito la larghezza del canale (base minore), del flusso (base maggiore), e l'altezza. Quest'ultima, in tratto rettilineo e per evitare di valutare i

cedimenti spondali, è considerata come la minore tra la misura destra e sinistra di $Z_d + Z$ (Fig. 4-3) considerando la valutazione associata al passaggio del fronte. La velocità in rettilineo è stata stimata tramite la formula empirica di Rickenmann (1999):

$$v = (2.1 \cdot A^{0.33} \cdot \beta^{0.33})^{1.49} \quad [\text{Eq. 4-3}]$$

dove v è la velocità e A l'area della sezione. Laddove fossero presenti delle curve di canale ben espresse, e con marcature chiare del passaggio del fronte, su fondo in roccia, la velocità (e quindi la portata) stimata con l'equazione [Eq. 4-3] è stata confrontata con la velocità in superelevazione (v_{sup}) espressa come:

$$v_{\text{sup}} = \sqrt{\frac{R_c g \Delta h}{B}} \quad [\text{Eq. 4-4}]$$

dove R_c è il raggio di curvatura medio, g l'accelerazione di gravità, Δh la superelevazione e b la larghezza del flusso. I dati sono analizzati utilizzando i software Minitab e Statistica, testando correlazioni lineari e di legge di potenza sia per modelli ad una variabile sia per analisi a variabile dipendente multipla, assumendo un livello di significatività del 10 % e con procedura stepwise (Burnham e Anderson, 1998).

Si sono stimate anche le dinamiche erosive da un punto di vista più fisicamente basato; in accordo alle ipotesi di Hungr et al. (2005), Iverson et al. (2011), McCoy et al. (2012), si ritiene che in condizioni di alta umidità del letto del canale pre-evento i fenomeni erosivi avvengano per la crescita repentina della pressione interstiziale causata dal passaggio del fronte, e che quindi in senso morfologico Z_d sia correlato in diverso modo con Z . Si ipotizza valga l'ipotesi che gli sforzi tangenziali (τ) e gli sforzi normali (σ) siano le grandezze fisiche direttamente correlabili con l'erosione massiva dell'alveo in occasione di eventi di colata detritica canalizzata, su di un canale morfologicamente stabilizzato. Come indicato da Hungr et al. (2005, Fig. 4-6), se si considera W il peso della colonna di letto saturo Z e di fronte di colata Z_d :

$$W = \gamma_d Z_d + \gamma Z \quad [\text{Eq. 4-5}]$$

dove γ è il peso specifico del letto saturo (20-23 kN/m³) e γ_d è il peso specifico del fronte di colata (18-20 kN/m³), allora lo sforzo tangenziale e lo sforzo normale alla base della colonna possono essere calcolati per la pendenza locale β come:

$$\sigma = W \cos \beta \quad [\text{Eq. 4-6}] \text{ e}$$

$$\tau = W \sin \beta \quad [\text{Eq. 4-7}] \text{ e}$$

La forza peso tuttavia viene trasferita dalla colata al fondo in condizioni non drenate, generando nel fondo pressioni u del fluido esprimibili come:

$$u = (\gamma_d Z_d + \gamma_w Z) \cos \beta \quad [\text{Eq. 4-8}]$$

Se si considera la relazione di Mohr Coulomb nel calcolare la resistenza offerta dal fondo, Z può quindi essere calcolata come:

$$Z = Z_d \left(\frac{-\gamma_d \tan \beta}{\frac{\gamma_w}{\gamma} - \left(1 - \frac{\tan \beta}{\tan \varphi}\right)} \right) \quad [\text{Eq. 4-9}]$$

dove φ è l'angolo d'attrito del materiale. Il limite di questo approccio è che il rapporto tra pendenza e angolo d'attrito deve essere uguale o inferiore a 0.5, altrimenti il canale risulta completamente instabile.

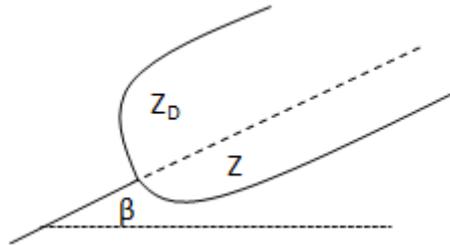


Fig. 4-6: schema concettuale del calcolo degli sforzi secondo Hungr et al. (2005), modificato.

Il rapporto tra gli sforzi tangenziali e normali e la pressione interstiziale (pore pressure, p) e l'importanza della pressione interstiziale stessa sia nella propagazione della colata detritica sia nei fenomeni erosivi sono state evidenziate da McArdell et al. (2007) in campo, da Iverson et al. (2011) in canaletta artificiale e da D'Agostino et al. (2013) in laboratorio. La pressione interstiziale è calcolata come (Iverson et al, 2011):

$$p = \frac{\sigma}{gZ \cos \beta} \quad [\text{Eq. 4-10}]$$

Le incertezze legate a questa metodologia sono ancora poco investigate. Conway et al. (2010) riportano range di errore dal 5 al 40%, perlopiù dipendente dall'intensità di campionamento. In accordo con Reid et al. (2007) e Theule et al. (2012), l'incertezza sul budget volumetrico può essere derivata dalla legge di Taylor, assumendo il diametro caratteristico dell'84° percentile (D_{84}) come incertezza sulle misure di elevazione (σ). In questo modo per tutti i segmenti tra sezioni, anche quelle di margine, è possibile calcolare un'imprecisione sia topografica che morfologica ($\sigma_{V_{int}}$), calcolando gli errori sulle variazioni di volume tra le sezioni V_{int} e sui volumi di ogni singola sezione V_{diff} secondo la relazione:

$$\sigma_{V_{int}} = \sqrt{\left(\sigma_{V_{diff\ i}} \cdot \frac{V_{int}}{V_{diff\ i}}\right)^2 + \left(\sigma_{V_{diff\ i+1}} \cdot \frac{V_{int}}{V_{diff\ i+1}}\right)^2 + \left(\sigma_{L_{i,i+1}} \cdot \frac{V_{int}}{L_{i,i+1}}\right)^2 + \left(\sigma_{V_{diff\ i-1,i+2}} \cdot V_{int}\right)^2} \quad [\text{Eq. 4-11}]$$

Tuttavia la complessità delle basi del calcolo non tiene conto, ad esempio, delle variazioni dei contributi unitari nello spazio tra le sezioni, non misurabile ma solo stimabile. Per questo un approccio più pragmatico consiste nel calcolare un errore medio associato al diametro massimo che non viene rilevato all'atto del rilievo di campo, quindi per metodologia dell'ordine della precisione strumentale. Tale errore sarà esteso su

tutta la sezione attiva dell'*i-esima* sezione per stimare l'errore sui tassi di erosione e deposito Y , e propagato per la lunghezza dei tratti tra le sezioni per stimare gli errori sui volumi V mobilizzati.

4.3. Sediment trap

La determinazione della quantità del sedimento che dalle aree sorgente direttamente connesse al canale arriva allo stesso per erosione "di versante" è una grandezza che non può essere ignorata nei processi di ricarica dei canali da colata detritica. Tale grandezza è misurabile attraverso sediment trap di diversa dimensione e forma, da profilati in acciaio a buche di forma regolare scavate ai piedi di un pendio (Wells e Wohlgemuth, 1987, Coe, com. pers. 2012). Nel presente studio si è cercato di contemperare l'esigenza di trasporto delle trap in zone non agevoli con la necessaria grandezza e robustezza delle stesse. Si è optato per sediment trap di forma cubica di lato 33 cm, formate da un profilato in acciaio a C di spessore 3 mm, poste negli interrilli e fissate con due picchetti in ferro (Fig. 4-7). Tale schema è simile a quello utilizzato da Wells e Wohlgemuth (1987).

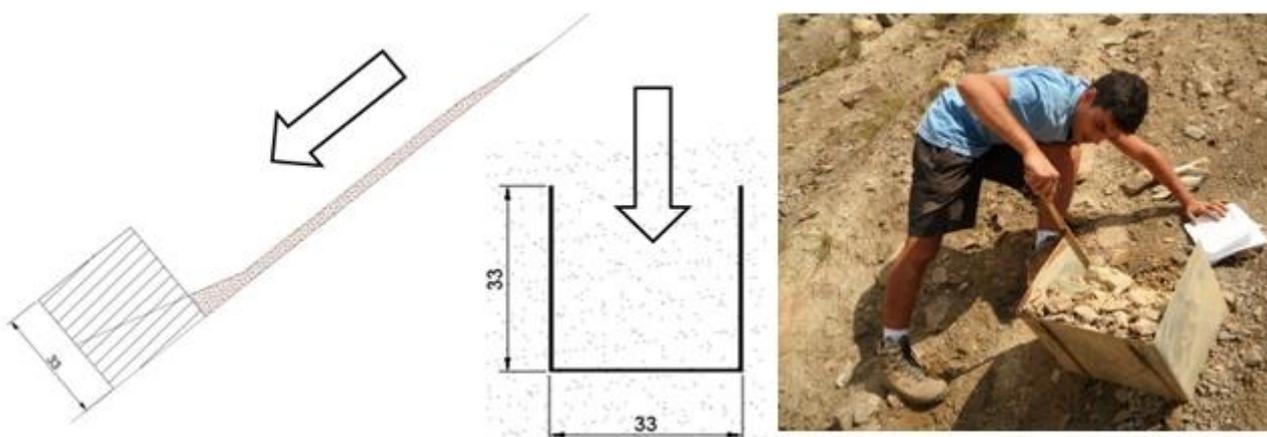


Fig. 4-7: schema costruttivo, disposizione e rilievo primaverile di una sediment trap. Con il metro da muratore viene misurata l'altezza libera della trap sui quattro spigoli della stessa, viene poi svuotata dal materiale ed eseguita un'altra misura "a vuoto". Il volume di sedimento è calcolato come il solido dato dal rilievo "a pieno" e da quello "a vuoto" del rilievo precedente.

Le sediment trap sono posizionate sulle aree sorgente in sponda ai canali monitorati, in posizione il più possibile rappresentativa dell'intorno, il più possibile libera da condizionamento particolari da monte ed in numero adeguato al trasporto in loco. Ad ogni rilievo viene effettuata con metro da muratore una misura "a pieno", livellando il più possibile il deposito nella trap e misurando l'altezza libera della trap sugli spigoli. La trap viene poi svuotata e misurata nuovamente "a vuoto". Il volume accumulato nell'arco del tempo inter-rilievo è calcolato come volume del solido a base quadrata con altezze su ogni spigolo pari alla misura "a vuoto" del rilievo precedente meno la misura "a pieno" del rilievo in oggetto. Per ogni sediment trap

sono poi stati misurati i dati riguardo alla lunghezza ed alla pendenza dell'area sorgente sovrastante, tramite le quali è possibile calcolare i dati relativi al volume di sedimento movimentato all'anno per metro lineare di canale e per metro inclinato di sponda.

4.4. Differenza di modelli digitali del suolo, DoD

L'osservazione e la misura di pattern erosivo deposizionali di colata detritica sta beneficiando negli ultimi anni della tecnologia di rilevamento topografico laser ad alta risoluzione, sia nella componente aerea (LiDAR) sia nella strumentazione terrestre (TLS) e sia nella trattazione analitica delle derivate spaziali delle superfici topografiche per estrarre feature dalle morfologie rilevate (Cavalli and Marchi, 2008, Favalli et al., 2009, Tarolli et al., 2012).

Seguendo le esperienze di Schurch et al. (2011), Berger et al. (2011a) e Theule et al. (2012), delle analisi multitemporali con il calcolo di differenze di DEM (DoD) sono state utilizzate per supportare ed integrare i rilievi di campo in condizioni problematiche, come è il caso dei bacini Val del Lago e Val Molinara, a partire da rilievi da LiDAR, mentre la piazza di deposito del rio Gatria è stata monitorata con TLS per determinare i volumi di evento depositati in piazza di deposito (Comiti et al., 2014).

Le metodologie per il calcolo dell'accuratezza della differenza tra DTM (Difference of DEMs) sono numerose, ma con i dati a disposizione risulta opportuno seguire le metodologie di Favalli et al. (2009) e di Weathon et al. (2010). L'accuratezza dipende dalla correlazione spaziale delle patches di errore ed è linearmente dipendente dall'errore sulla variazione di z ($\delta_{\Delta z}$) propagata dai singoli DTM nella DoD come indicato da Wheaton et al. (2010) e da Brasington et al. (2003):

$$\delta_{\Delta z} = \sqrt{(\delta_{z\text{pre}})^2 + (\delta_{z\text{post}})^2} \quad [\text{Eq. 4-12}]$$

dove $\delta_{z\text{pre}}$ e $\delta_{z\text{post}}$ sono gli errori caratterizzanti i DTM pre e post evento. Seguendo gli stessi autori, il parametro $\delta_{\Delta z}$ è inoltre utilizzato come soglia di minimum level of detection (minLoD) per distinguere all'interno del canale le reali variazioni di quota topografica dal rumore strumentale.

Considerando l'errore su ogni pixel dell'area attiva (A_c) nel suo valore più elevato, l'errore massimo nella stima della magnitudo dell'evento si può calcolare utilizzando (Favalli et al, 2009):

$$Err_{v,high} = A_c \delta_{\Delta z} \quad [\text{Eq. 4-13}]$$

Con gli stessi parametri e considerando una propagazione di errori tra loro non correlati sulle N celle dell'area attiva, l'errore minimo si può calcolare come:

$$Err_{v,low} = A_c \frac{\delta_{\Delta z}}{\sqrt{N}} \quad [\text{Eq. 4-14}]$$

4.5. Piani di monitoraggio ed analisi sito-specifiche

Le analisi e metodologie sopra esposte sono state applicate ai casi di studio oggetto di ricerca adattandole alle singole condizioni stazionali. Nel caso dei rii Val Molinara e Val del Lago in particolare, il monitoraggio degli effetti morfologici di una colata con elevato tempo di ritorno ha reso necessario un complesso processo di pre-processing dei dati di sediment budget di seguito descritti. In tutti i tre bacini i piani di monitoraggio si sono adattati alle condizioni stazionarie mantenendo saldi gli obiettivi della ricerca e la confrontabilità del dato sperimentale.

4.5.1. Rio Gadria, schema di monitoraggio e peculiarità

Nel bacino sperimentale del Rio Gadria sono state effettuate le stime geomorfiche sullo stato di ricarica dei canali, provvedendo anche all'inventario delle aree sorgente di sedimento ed alla definizione del reticolo laddove necessario. Sui terrazzi glaciali tra i 1900 ed i 2500 metri di quota sono stati effettuati i rilievi di stima delle profondità di erosione in condizioni a variabili ridotte per sviluppare una funzione pendenza-erosione utili per il MPI (Management Priority Index), ed è stato predisposto il transetto per il controllo dell'attivazione delle aree sorgente in seguito ad eventi. Durante questo primo rilievo sono state anche stabilite le prime 34 sezioni per la misura del sediment budget in canale. Queste prime sezioni sono suddivise in 3 tratti da 10 sezioni ciascuno, denominati C, nella parte alta del collettore dell'Intermitt, D, nella parte alta del collettore del Gadria, e T, a monte del campo avanzato, in una zona parzialmente sistemata con briglie (Fig. 4-8, Fig. 4-10).



Fig. 4-8: tratti di studio monitorati ognuno con 10 sezioni dal giugno 2011: da destra il tratto T, il D ed il C.

Il tratto C è posto tra 2221 e 2280 m s.l.m. e a monte ha un'area drenata di 0.08 km^2 . Il tratto è lungo 144 metri, con un dislivello di 59 ed una pendenza di 0.41 m/m . Le 10 sezioni hanno una distanza media di 16 metri, con distanza minima 4 e una massima 23. Nelle prime 2 sezioni a monte si trova traccia di briglie in legno realizzate nel '91-'92, la sezione ad U, limitata da argini laterali autoimposti più alti del terreno limitrofo (Fig. 4-10), con morfologia tipica da canale da colata detritica nella sua parte intermedio-alta. La sezione è ridotta, il deflusso di base è nullo o scarso in caso di forti piogge, ed il canale si attiva solo per eventi ad elevata magnitudo, andando ad innescare le potenti aree sorgente ai piedi del terrazzo glaciale del sottobacino.

Il tratto D è posto tra 2245 e 2316 m s.l.m. e a monte ha un'area drenata di 0.21 km². Il tratto è lungo 143 metri, con un dislivello di 71 ed una pendenza di 0.50 m/m. Le 10 sezioni hanno una distanza media di 16 metri, con distanza minima 10 e massima 26. Il canale si sviluppa in un'incisione profonda in sinistra idrografica del terrazzo glaciale tra i sottobacini Gadria ed Hintermitt, appena al di sotto delle aree sorgenti sommitali, dove si originano le colate detritiche che vanno poi depositando o scavando lungo il canale principale. La sponda destra è quindi costituita per le prime 8 sezioni da monte da area sorgente di terrazzo glaciale di altezza superiore 50 m, mentre la sponda sinistra si imposta su un versante più o meno inciso, con altezze tra i 3 ed i 20 metri (Fig. 4-10).

Il tratto T è posto tra 1537 e 1559 m s.l.m. e a monte ha un'area drenata di 3.19 m². Il tratto è lungo 135 metri, con un dislivello di 22 ed una pendenza di 0.17 m/m. Le 10 sezioni hanno una distanza media di 15 metri, con distanza minima 6 e massima 22. Il tratto è collocato a valle della confluenza tra Hintermitt e Gadria, dopo un tratto pesantemente sistemato con una briglia cardine di altezza 6 metri e 6 briglie di altezza minore, in massi e laterizio, con scogliere di sponda e letto in massi cementati, su cui è attiva una presa idrica a scopo irriguo. Il tratto è compreso tra queste opere e una briglia di altezza 4.5 metri sottoscavata, su cui è rilevata la sezione 10, con lo scopo di misurare in modo preciso la portata in uscita dal tratto. In occorrenza delle sezioni 2 e 7 da monte sono presenti 2 briglie quasi totalmente demolite o coperte, e il tratto si presenta con evoluzioni semi-naturale, con processi di scavo e deposito e morfologie tipiche di colata detritica (Fig. 4-9, Fig. 4-10).

Sono state misurate e picchettate 4 sezioni di controllo sui collettori alla sezione di chiusura dei 4 sottobacini (Fig. 4-10). Sono inoltre state installate sulle aree sorgente direttamente connesse alla parte alta del canale principale del sottobacino Gadria 6 sediment trap, 3 in destra e 3 in sinistra idrografica del tratto D. I dati raccolti sono stati integrati con gli strati informativi in ambiente GIS, estraendo da qui il reticolo idrografico e le aree sorgente.

Durante la campagna di rilievi del 2012 in base all'esperienza dell'estate 2011 si sono finalizzati i rilievi ed è stato possibile aggiungere altri 21 sezioni, arrivando ad un totale di 54 sezioni (la sezione di controllo sul sottobacino Gadria è stata inglobata nelle nuove 21). Le sezioni sono distribuite lungo 1.407 metri di sviluppo lungo il collettore del Gadria a partire dalla seconda briglia a valle del campo avanzato. Le sezioni aggiunte si trovano 7 a valle del tratto T, 14 a monte dello stesso (Fig. 4-10):

Nel tratto a valle del tratto T (bT, Fig. 4-10) le prime due sezioni da valle si trovano su due briglie, come controllo delle portate la prima per un'area drenata di 5.68 km², comprendendo tutti e 4 i sottobacini, la seconda di 5.04 km², comprendendo i 3 sottobacini più attivi ed escludendo il Tschungl. Le altre 5 sezioni drenano a monte 3.23 km², vanno da 1471 a 1532 m s.l.m. in un tratto è lungo 361 metri, con un dislivello di 61 ed una pendenza di 0.17 m/m. Le 7 sezioni hanno una distanza media di 70 metri, con distanza minima 33 e massima 52. Il tratto è contraddistinto da un canale con morfologia da colata detritica in canale di scavo, con sezione nettamente ad U e laddove la profondità del canale lo permette argini laterali

ben espressi. A parte le prime due briglie, su cui si impostano le prime due sezioni, non ne sono presenti nel tratto bT (Fig. 3-8).

Il tratto a monte del tratto T (aT) va da 1610 a 1823. m s.l.m, drenando a monte e dalla sezione 14 alla 3 da monte il solo sottobacino del Gadria, per una superficie di 1.37 km². Le quattordici sezioni coprono un tratto di 723 metri per un dislivello di 213, per una pendenza media di 0.29, crescente dalle prime sezioni a valle alle ultime verso monte. Il tratto si pone a monte delle sistemazioni e della briglia cardine appena sopra il tratto T, e passa da un canale a U profondamente inciso ad un canale di colata detritica con in destra idrografica spesso parete in roccia o cumuli detritici e in sinistra area sorgente di diversa potenza. Nel tratto sono presenti opere in massi e opere in massi e calcestruzzo di diversa epoca e con stati di manutenzione dal buono stato al quasi totalmente scomparse, ad ora oggetto di studio (Fig. 4-9).



Fig. 4-9: da destra verso sinistra, foto del canale i un tratto rappresentativo del tratto bT, poi della prima e della seconda parte del tratto aT.

Sul bacino, in seguito ai rilievi di campo ed alle analisi GIS, è stato approntato l'indice di priorità di gestione delle aree sorgente di sedimento MPI, e i dati delle sediment trap e dei rilievi multitemporali delle sezioni sono stati analizzati per studiare le dinamiche morfologiche di colata detritica e di ricarica dei canali in bacini ad alimentazione solida illimitata.

Le analisi GIS di base sono state condotte sulla topografia di base della Provincia Autonoma di Bolzano, per cui sono disponibili DTM e DSM LiDAR derivati con risoluzione 2.5 m e ortofoto con risoluzione 0.5 m, effettuati tra le estati 2004 e 2006, con strumentazione Optech ALTM 3033 e Falcon II, con una densità media di 0.64 pts/m² e una precisione verticale di 25 cm. Il 12 luglio 2011 è stato inoltre realizzato un volo LiDAR ad hoc con strumentazione Optech ALTM 3100 con risoluzione di circa 8 pts/m² da cui è stato ricavato un DTM ad alta risoluzione (1 m) e ortofoto a 25 cm. Le elaborazioni successive a questa data sono elaborate sulla base di questo strato informativo.

La piazza di deposito è stata rilevata in 3 momenti distinti con 2 laser scanner differenti, i primi due sono stati effettuati con uno strumento "a tempo di volo" Riegl LMS-Z620 del Centro Interdipartimentale di Cartografia, Fotogrammetria, Telerilevamento e SIT (CIRGEO) dell'Università di Padova. Tramite tre scansioni la nuvola di punti è stata acquisita considerando un passo di 10 cm ad una distanza di 100 m per la prima scansione e a 50 m per le successive. Per consentire la georeferenziazione del rilievo TLS sono stati acquisiti con ricevitori GPS in modalità RTK i punti di stazionamento ed i target relativi posizionati ad ogni

scansione. Questi primi due rilievi sono stati realizzati il 21 giugno 2011 (bianco) e post evento il 15 settembre 2011. Il terzo rilievo è stato realizzato con un TLS a specchi rotanti FARO dal dott. For. Diego Sonda, tramite 8 scan station che hanno portato ad un'interdistanza media tra i punti di 0.04 ± 0.01 m per un numero totale di 125 milioni di punti.

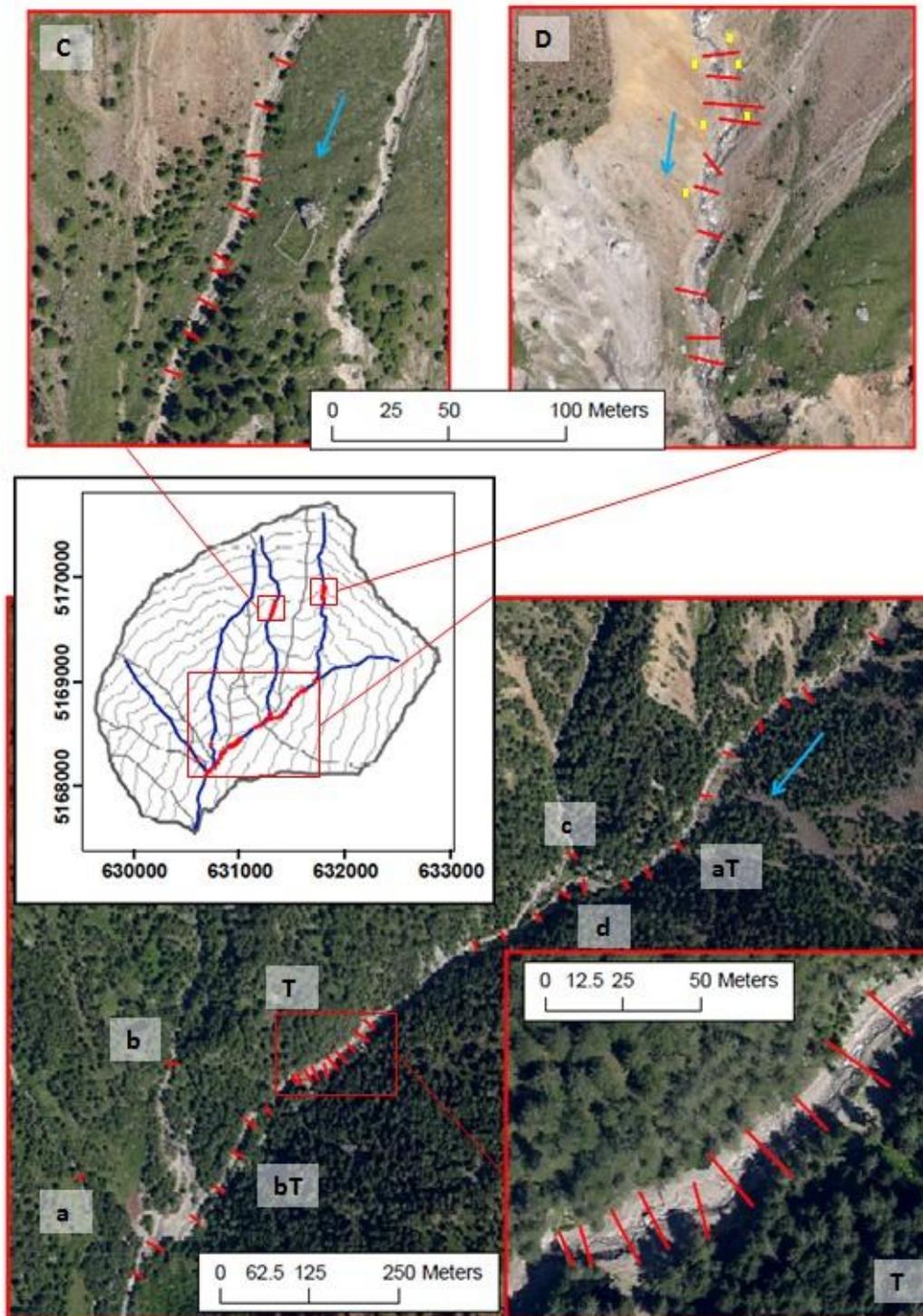


Fig. 4-10: localizzazione delle sezioni per il rilievo multitemporale nel bacino del torrente Gatria. In rosso le sezioni, in giallo nel tratto D (alto destra) la localizzazione delle 6 sediment trap, in freccia blu la direzione del flusso. In tutto vengono monitorati 1505 metri di canale, di cui 1219 continui, con una distanza media tra le sezioni di 34 metri. In lettere minuscole sezioni di controllo.

4.5.2. Rio Rudan, schema di monitoraggio e peculiarità

Le analisi riportate in D'Agostino e Marchi (2003) e nella relazione del 2002 sono un'utile base dati riguardo alle condizioni geomorfiche e allo stato conoscitivo del bacino. I rilievi geomorfici hanno determinato in 66500 m^3 il volume di sedimento erodibile del rio Rudan, ed in $650\,000 \text{ m}^3$ il volume potenzialmente disponibile. La produzione di sedimento unitaria (sul volume erodibile) è perciò stimata in $22.9 \text{ m}^3/\text{m}$, valore statisticamente superato solo dal 13 % dei casi nelle Alpi Italiane. I rilievi granulometrici eseguiti nella relazione, in particolare R6 ed R7, sono stati realizzati con lo stesso metodo dei 100 ciottoli (Wolman, 1954) basato sulla scala di Wentworth utilizzato in questo studio, ed è quindi possibile un confronto tra i dati del 2002 e gli attuali.

La regione Veneto non ha un DTM LiDAR derivato dell'intero territorio, e lo si deriva solitamente dalle CTR, ottenendo un DTM di scarsa qualità con risoluzione 5 m. Per il bacino del Rio Rudan invece è disponibile un DTM LiDAR derivato ad alta risoluzione realizzato nel 2006, di proprietà del dipartimento TeSAF. Il volo ha permesso la realizzazione di un modello del suolo con risoluzione 1 m e ortofoto con risoluzione 25 cm.

I rilievi sul rio Rudan sono iniziati nel 2011, picchettando 21 sezioni per la misura del sediment budget in canale tra quota 1414 e quota 1616 nella zona di scavo e deposito su sedimenti quaternari e con la messa in posa 8 sediment trap per la misura del sediment budget in area sorgente. La localizzazione è stata scelta in quanto nella relazione del 2002 e nell'analisi storica si è evidenziata la dinamicità di questo settore, e la possibilità di arrivare vicino alle sezioni con una strada forestale ha semplificato di molto la logistica. Le prime 21 sezioni sono state così suddivise:

- tratto N, composto da 8 sezioni poste nel nuovo canale originatosi dalla rettifica dell'ansa a rischio avulsione nel 2009;
- tratto C, come il primo ma in parte già preesistente (parte del canale pre 1982) e suddiviso dal tratto N da una fitta mugheta;
- tratto B, corrispondente al canale principale, di dimensione circa 10 volte i due precedenti (Fig. 4-11, Fig. 4-12);
- tra le fine del 2011 ed il 2012, a seguito di due eventi da colata detritica che hanno formato il nuovo canale tra le sezioni "alte" e le sezioni "basse", è divenuto possibile unire i rilievi del tratto N e del tratto C, e sono quindi state aggiunte tra questi due tratti 4 sezioni (N2012, Fig. 4-11, Fig. 4-12).

Nel 2012 sono stati eseguiti 3 rilievi: il primo, con l'inserimento delle nuove sezioni, dal 13 al 16 giugno, il secondo rilievo tra il 30 luglio ed il 1 agosto, il terzo dal 16 al 18 ottobre. Questi ultimi due rilievi sono stati effettuati dopo altrettanti eventi di medio-bassa magnitudo.

Ad ora il tratto di studio è quindi monitorato con 25 sezioni ad una distanza media di 20 m (min 4 m, max 46 m), un tratto di canale consecutivo di 482 m di lunghezza, 176 m di dislivello da 1440 a 1616 e con una pendenza di 0.36 m/m .

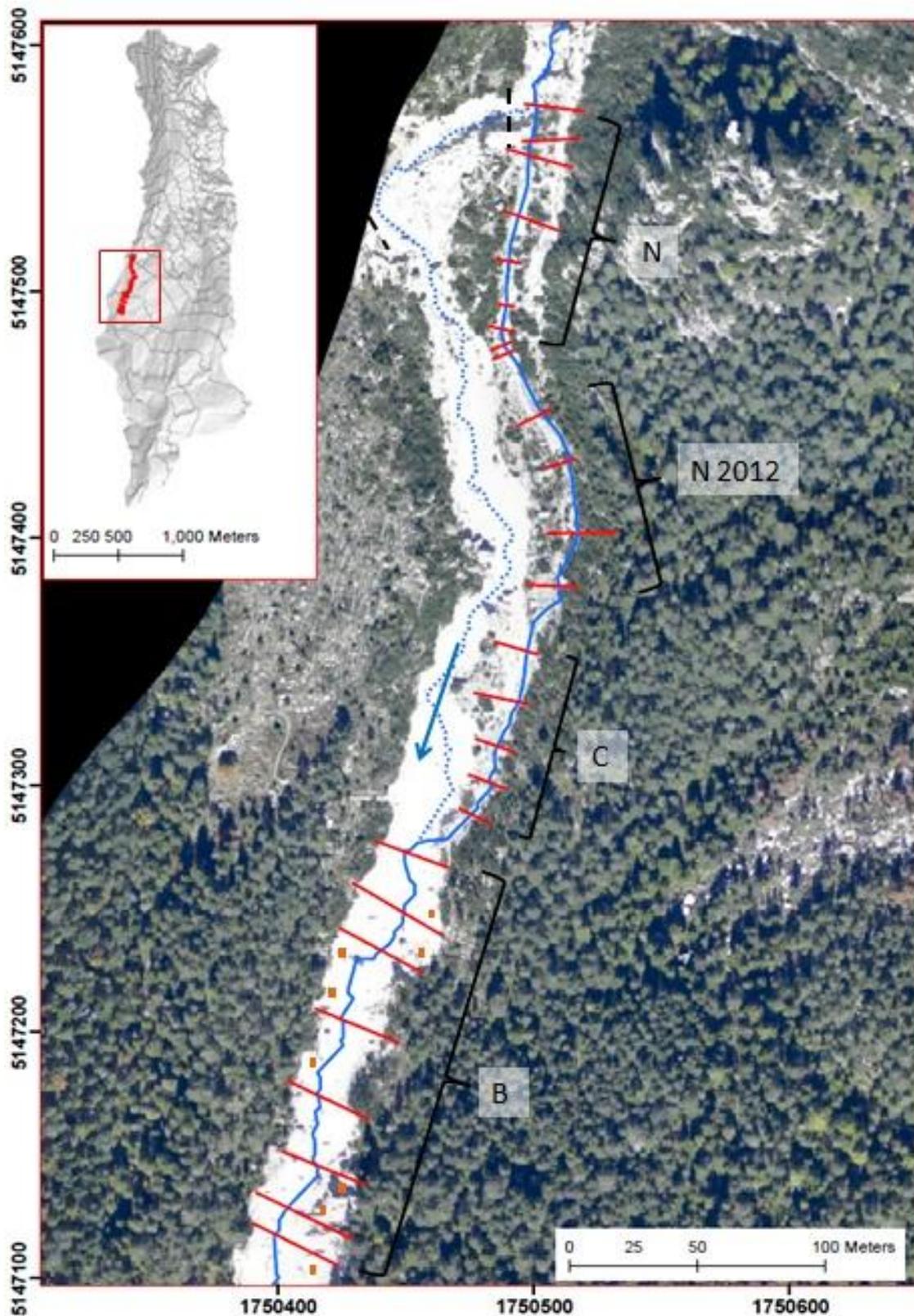


Fig. 4-11: localizzazione delle sezioni di studio sul torrente Rudan, da monte verso valle, seguendo la direzione del flusso indicata dalla freccia blu: tratto N, tratto N aperto nel 2012, tratto C e tratto B. In rettangoli arancio, nella zona delle sezioni B, sono localizzate le sediment trap. In blu è indicato il talweg del canale attuale, in linea tratteggiata il canale prima delle sistemazione di somma urgenza realizzate nel 2009 che hanno rettificato il canale, indicate da due linee tratteggiate nere.



Fig. 4-12: tratti caratteristici dei tratti monitorati sul torrente Rudan, da alto destra a basso sinistra: N, N2012, C e D.

I pluviometri della rete Arpa Veneto più vicini al rio Rudan sono la stazione pluviometrica di Rovina Bassa di Cancia (1335) e a Villanova di Borca di Cadore (968), entrambe in un raggio di 5 km dal bacino di studio. Tuttavia si è considerato che date le caratteristiche degli eventi di temporale che condizionano i fenomeni sul bacino è necessaria l'installazione di pluviometri in loco, che verranno posizionati uno alla briglia filtrante, l'altro a quota 1580, a pochi metri dalle sezioni N.

Il tratto N si è originato negli ultimi 3 anni a seguito della rettificazione del canale con una scogliera e dell'apertura con mine dei primi metri del canale stesso, dove è posta la sezione 1 (Fig. 4-11, Fig. 4-12). Il canale presenta ancora una morfologia complessa, quasi di versante, con sponde ampie e canale poco inciso fino alla sezione 4. Dalla sezione 5 in poi il canale riprende il tracciato pre-1982, con una sezione più raccolta ed una morfologia ad U più tipicamente da colata detritica. Le sezioni 6, 7 e 8 sono ravvicinate in quanto poste su una curva con raggio di circa 10 m, a rischio avulsione, in cui potrebbe essere interessante osservare le dinamiche erosivo deposizionali in confronto alle sezioni in rettilineo. Il tratto N è posto tra 1565 e 1616 m s.l.m. e a monte ha un'area drenata di 0.88 km². Il tratto è lungo 85 metri, con un dislivello di 51 ed una pendenza di 0.6 m/m. Le 10 sezioni hanno una distanza media di 12 metri, con distanza minima 4 e massima 27 m.

Circa 25 m a valle della sezione 8N iniziano le 4 sezioni aggiunte nel 2012, dove a causa di una mugheta il rilievo è stato possibile solo dopo il piccolo evento di ottobre 2011. Le 4 sezioni sono contraddistinte da una sezione morfologicamente tipica da colata detritica, con profilo ad U, ed il canale scorre parallelo al canale principale, dal quale è diviso da pochi metri di palo-deposito di colata. Il tratto N2012 va da 1532 a 1555 m s.l.m. e a monte ha un'area drenata di 0.89 km². Il tratto è lungo 97 metri, con un dislivello di 23 ed una pendenza di 0.24 m/m. Le 4 sezioni hanno una distanza media di 24 metri, con distanza minima 21 e massima 21 m.

Il tratto C è monitorato con 5 sezioni che vanno da 1502 e 1526 m s.l.m. e a monte ha un'area drenata di 0.89 km². Il tratto è lungo 97 metri, con un dislivello di 24 ed una pendenza di 0.24 m/m. Le 5 sezioni hanno una distanza media di 19 metri, con distanza minima 27 e massima 14. Il canale è parte di un'avulsione in sinistra dell'alveo pre-1982, tuttavia in questa parte è caratterizzato da sezioni larghe, con canale poco espresso almeno per le prime 4 sezioni (Fig. 4-11, Fig. 4-12). La sezione 5, immediatamente al di sopra del tracciato di una antica mulattiera, è sulla curva verso destra che riporta il Rudan nel suo alveo principale, ed è caratterizzata da un'importante erosione sia regressiva che di sponda in sinistra.

Nel tratto B il Rudan torna a scorrere nel suo alveo principale, con sezioni larghe più di 30 metri e un approfondimento rispetto al versante tra i 5 ed i 20 metri. La sezione è tipicamente ad U, con sponde ad elevata pendenza in depositi quaternari a scarsa coesione ma ad elevato angolo di attrito. Le colate di piccola e media dimensione scorrono in questo alveo rimaneggiando il fondo e autoconfinandosi con arginelli laterali e forme erosive interne all'alveo stesso (Fig. 4-11, Fig. 4-12). Le 8 sezioni del tratto B sono poste tra 1440 e 1490 m s.l.m. e a monte hanno un'area drenata di 1.01 km². Il tratto è lungo 157 metri, con un dislivello di 50 ed una pendenza di 0.31 m/m. Le 8 sezioni hanno una distanza media di 23 metri, con distanza minima 32 e massima 11 m. Nelle aree sorgente in sponda al tratto sono state messe in posa 8 sediment trap, 3 in destra e 5 in sinistra idrografica. I rilievi sui bacini Rudan e Gadria sono stati realizzati con il supporto dei tesisti Pietro Avanzonlini, Francesca Fabbri e Matteo Rosso.

4.5.3. Rio Val Molinara, schema di monitoraggio e peculiarità

Il caso di studio di Baselga di Pinè è composto da due bacini, il rio Val del Lago e Val Molinara, vicini e simili tra loro, in cui due colate detritiche con elevato tempo di ritorno simili in comportamento, ma di magnitudo ed effetti diversi, si sono verificate a causa dello stesso temporale. Sull'evento sono disponibili numerose analisi, dall'analisi pluviometrica ed idrologica della precipitazione (Piazza et al, 2010, Grisotto, 2010), alla ricostruzione dell'evoluzione della colata e della distribuzione dei depositi sul rio Molinara per la progettazione delle opere di difesa (Grisotto, 2010, PAT, 2010). I dati e le relazioni sono disponibili on line e sono state fornite dal Servizio Bacini Montani della Provincia autonoma di Trento. Gli strati informativi messi a disposizione dallo stesso servizio, oltre all'uso del suolo Corine Landcover e alla carta geologica provinciale, sono stati due rilievi LiDAR e relativi modelli digitali del terreno e delle chiome (DTM e DSM). Il primo volo LiDAR, pre evento, è stato realizzato nel novembre 2006 con un aeromobile Partenavia P68 ad un'altezza di 1500-1800 metri dal suolo e una velocità di 250 km/h, utilizzando un LiDAR Optech ALTM 3033 che ha permesso un rilievo a due ritorni. La densità media della nuvola di punti è stato di 1.5 punti/m, con una accuratezza altimetrica di ± 30 cm e planimetrica di ± 1 m, da cui è stato estratto e messo a disposizione per tutto il territorio provinciale un DTM e un DSM a risoluzione 1 m. Il volo post evento è stato fatto ad hoc nel febbraio-marzo del 2011 con un elicottero I-HBET e un Lidar ALTM GEMINI 3100EA, full waveform a 33-167 kHz, ottenendo una densità media di punti di 10pts/m. Il DTM ricavato ha un'accuratezza planimetri di ± 10 cm e planimetrica ± 30 cm, mentre le ortofoto hanno risoluzione 0.2 m.

L'attività di campo sul rio Molinara è stata effettuata in più riprese nei mesi di luglio ed agosto, avendo di fatto una situazione in progressiva stabilizzazione non interessata da fenomeni di trasporto tali da modificarne la morfologia. L'evento si è verificato su due bacini ad alimentazione solida limitata che non erano soggetti a monitoraggio, quindi si è proceduto in primo luogo al pedonamento del bacino per effettuare stime geomorfiche della disponibilità di sedimento, al quale si è accoppiata la stima delle profondità di erosione e del volume eroso in bacino non monitorato tramite la misura e la ricostruzione delle sezioni individuate. Da depositi rimasti inalterati si sono inoltre prelevati campioni setacciati a 19 mm per i test di laboratorio ed è stata eseguita un'approfondita analisi GIS con la quale sono stati estratti sia l'area interessata da fenomeni di erosione-deposizione, sia la quantificazione degli stessi per un confronto con i dati di campo. Da questi dati si sono poi studiati i processi erosivo-deposizionali in bacini ad alimentazione solida limitata, con eventi rari che si instaurano su canali stabili a morfologia non da colata detritica.

Complessivamente nel rio Molinara sono state misurate 190 sezioni in 155 tratti su un totale di 4100 metri percorsi da colata detritica, con una distanza media tra le sezioni di 22 m. Sul rio Val del lago sono state rilevate 73 sezioni in 45 tratti, su un totale di 1200 metri di canali percorsi da colata, con una distanza media tra le sezioni di 16 metri (Fig. 4-13).

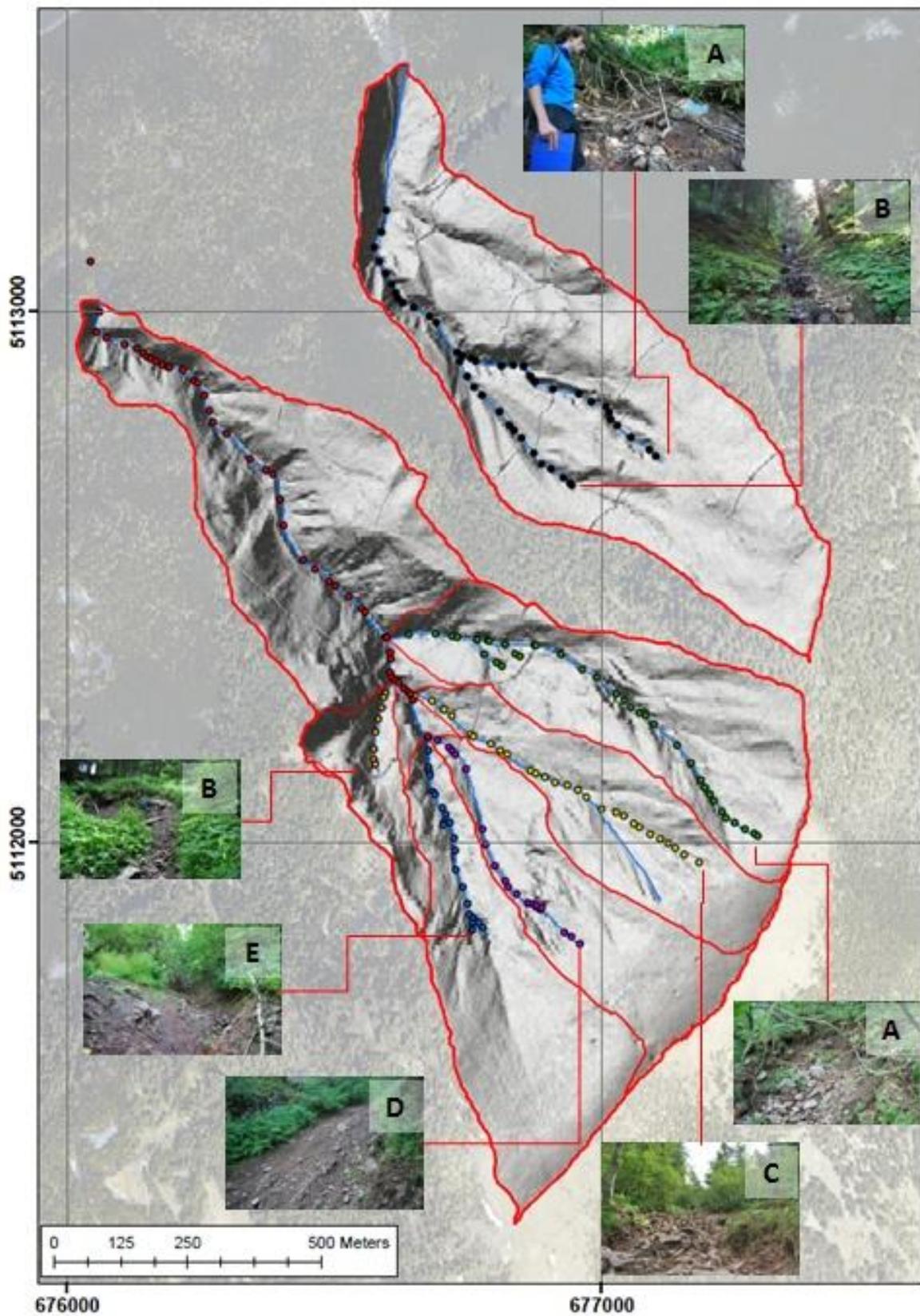


Fig. 4-13: localizzazione dei tratti con segni di erosione rilevati sul rio Molinara e sul rio Val del Lago, suddivisi per sottobacino. Il collettore principale del rio Molinare, a valle delle confluenze, è stato denominato tratto S. Nelle foto gli inneschi di canale dei rispettivi sottobacini.

I rilievi sono stati organizzati per tratti considerando i sottobacini, in particolare sono stati suddivisi in tratto A e tratto B sul rio Val del Lago e nei sottobacini A, B, C, D e E sul rio Molinara. In quest'ultimo il tratto di collettore tra la confluenza dei collettori D ed E e la sezione di chiusura è stata denominata tratto S. Per ogni sottobacino sono stati individuati e censiti i punti di innesco, georeferenziati con GPS palmare Trimble Juno Handeld.

4.5.3.1. Adattamento degli studi di sediment budget

La possibilità di studiare due bacini sostanzialmente identici, ad alimentazione solida limitata e con un evento fortemente erosivo come quello che si è verificato su i presenti casi di studio ha determinato l'esigenza di dover stimare, e non misurare, le differenze tra pre e post evento sulle sezioni. La metodologia di base di ottenimento dei dati è quindi drasticamente cambiata, ed ha portato alla copertura totale del reticolo interessato da evento. Per arrivare a questo risultato i casi di studio sono sottoposti ad intensivi rilievi di campo, analisi approfondita del DoD LiDAR derivato e integrazione delle due fonti di dati. Considerando i recenti avanzamenti scientifici (Berger et al., 2011a, McCoy et al., 2012), sono state poste tre ipotesi costitutive alla base del metodo:

- Il canale è stato saturato dal primo scroscio;
- Tutta la colonna erosa di profondità Z è stata erosa in modo massivo dal secondo (maggiore) picco di colata detritica, che ha seguito una prima surge di debris flood;
- L'altezza media del fronte di colata (Z_D) risulta dalla differenza tra l'altezza massima del flusso osservata in campo (considerando un livello inclinato tra i livelli registrati sulle due sponde) e l'altezza del letto pre evento (Schurch et al., 2011).

L'attività di campo sopra descritta ha portato all'individuazione di tratti omogenei considerando la pendenza, la morfologia del letto e delle sponde e la tipologia di trasporto analizzata (Fannin e Wise, 2001, Kienholz et al., 2010). Le condizioni di copertura e di incisione della valle hanno impedito un uso appropriato del GPS differenziale, vincolando il rilievo topografico all'utilizzo del distanziometro laser (Disto Trupulse 360 B, accuratezza 0.1 m, 0.1°). Per ogni tratto omogeneo sono state misurate e stimate da 1 a 3 sezioni, in modo da descrivere in modo esaustivo la variabilità del tratto stesso. La diffusa presenza di cedimenti spondali ha portato alla determinazione di sezioni attive e di sezioni di colata detritica. Le prime comprendono anche le aree e altezze di sponda destabilizzate dalla colata ma anche oltre il livello di picco, a volte non riscontrabile (lettere maiuscole in Fig. 4-14), le seconde attengono esclusivamente all'area ed ai livelli toccati dalle colate detritiche (lettera minuscola in Fig. 4-14).

Le sezioni sono approssimate ad una forma trapezia e vengono misurate e stimate le seguenti grandezze:

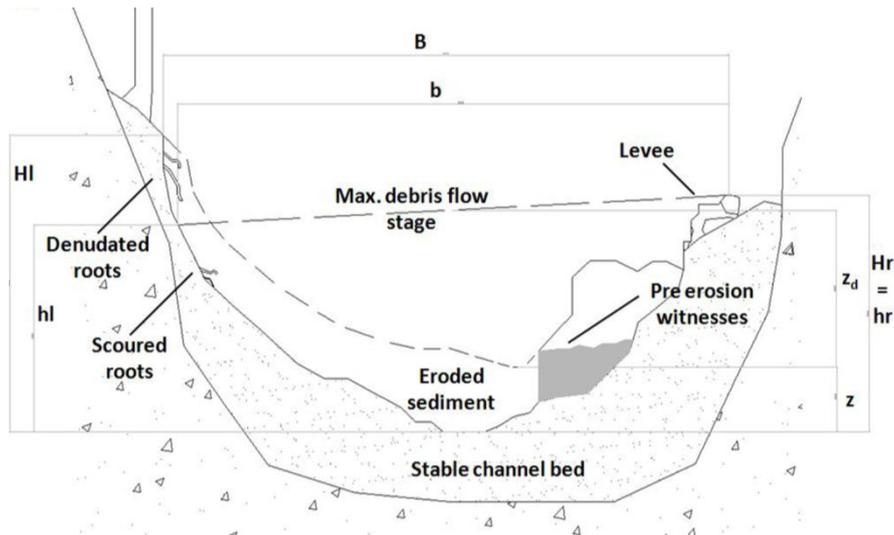


Fig. 4-14: schema di una sezione misurata sui rii Val Molinara e Val del Lago, variabili considerate e principali indicatori morfologici.

- Larghezza al fondo (B_c) e alle sponde (B) del canale interessato da colata;
- Larghezza incrementale delle nicchie erosive sulle sponde destra e sinistra (B_r e B_i ; $B=B_c+B_r+B_i$);
- Altezza della sponda destra e sinistra (H_r , H_i);
- Massima altezza della sponda e larghezza corrispondente (con segni di passaggio di colata), rispetto all'altezza del fondo dell'alveo post evento (h_r , h_i e b).

Le evidenze ed i marcatori di campo dei livelli di colata aiutano a distinguere e dimensionare l'effetto erosivo della colata detritica. Tali marcatori sono ad esempio arginelli laterali, radici abraze in modo tipico, differente colorazione degli affioramenti rocciosi esposti e scabrezza dello strato affiorante (Fig. 4-15).

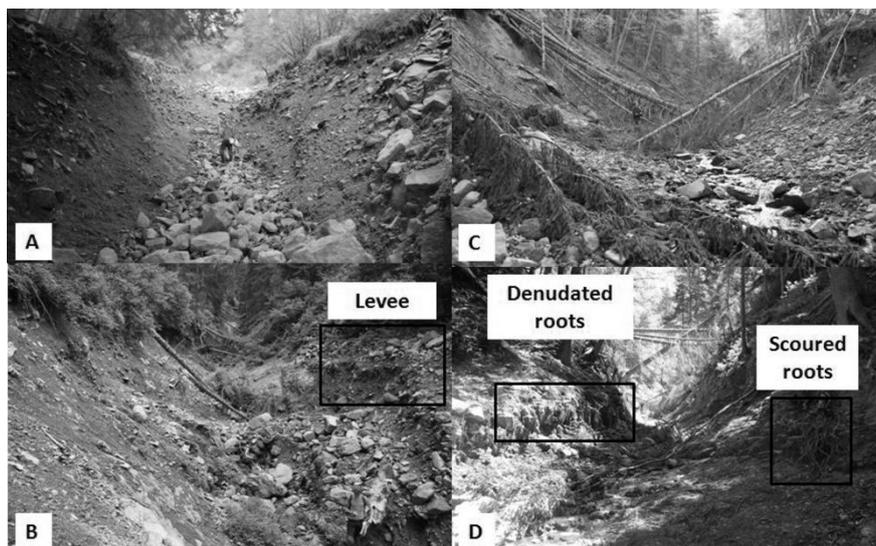


Fig. 4-15: report fotografico di alcune condizioni di stima e misura delle sezioni nei canali di primo ordine (A), di secondo (C e D) e nel canale terminale, con evidenziati alcuni marcatori di colata detritica.

La profondità media di erosione del canale (Z), viene stimata nelle vicinanze di ogni sezione sia utilizzando i marcatori di campo, sia con il supporto di una expert opinion locale (responsabile di zona del Servizio Bacini

Montani). Dopo la determinazione di Z e di Z_D , sono stati calcolati il tasso di erosione lineare (Yield Rate, Y), l'area della sezione attiva A e il volume di sedimento eroso sul tratto omogeneo V . Considerando l'incertezza sulle misure di campo, tutte le misure relative ai tratti omogenei sono state calcolate tramite una media pesata sulla distanza tra le sezioni dei valori delle sezioni stesse sul tratto omogeneo in esame.

Le incertezze principali in questa metodologia si hanno nella stima di Z e di Z_D . A seconda della sensibilità e dell'esperienza dell'operatore, l'errore sulla stima delle due misure può andare dall'errore strumentale (0.1 m) fino ad un massimo di circa 0.2 m sul livello di Z_D (Schurch et al., 2011) e approssimativamente a 0.5 m sulla determinazione del massimo valore di Z .

Per questo motivo si è reso necessario normalizzare e correggere i dati raccolti con le indagini di campo tramite l'utilizzo dei dati LiDAR e quindi della Difference of DEM. Infatti se le stime di campo sono sicuramente affette da errore nella determinazione delle profondità erosive, risulta impossibile dal DoD e dai due LiDAR distinguere e misurare in modo ragionevolmente preciso tutte le altre variabili necessarie per le successive analisi. Si è quindi analizzato il DoD derivato dai due voli LiDAR (pre e post evento) disponibili per estrarne il reticolo attivo ed avere degli strati informativi confrontabili tra dati di campo e dato digitale. Per aumentare l'accuratezza delle misure da DoD, è stata valutato l'allineamento tra i due voli considerando le consistenti modifiche in canale, mantenendo un buffer di 30 metri attorno al reticolo idrografico LiDAR derivato e verificato sul campo negli inneschi, e valutando la normalità delle differenze al di fuori dell'area sicuramente modificata tramite un test di Shapiro-Wilk test. Verificata la normalità della popolazione, è stato identificato un bias sistematico di 0.35 m, corretto sul DoD dei bacini in modo da centrale la popolazione normale sul valore $\Delta Z=0$ m.

Per comparare ed integrare i dati LiDAR ed i dati di campo il canale attivo è stato estratto con una procedura semiautomatica basata su un metodologia multi filtro in grado di differenziare morfologicamente il canale dalle aree esterne ad esso. La metodologia si basa su un filtro statistico (media \pm deviazione standard) della popolazioni di valori delle celle ottenuti con 5 algoritmi applicati al DoD e sovrapposti, considerando canale ogni cella che è stata considerata canale da almeno 4 filtri su 5.

I cinque algoritmi sono i seguenti (Fig. 4-16, fase 1 e 2):

- Curvatura, come integrata in ArcGis by Estri (Moore et al., 1991), che indica i margini del canale con anomalie positive e negative rispetto ai pendii;
- Pendenza (D8, ArcGIS), come indicatore della differenza di inclinazione nell'area corrispondente al bordo del canale attivo;
- Hillshade del DoD, evidenziando in un certo senso un "orientamento" diverso delle celle canale rispetto alle altre celle, considerando due code per individuare erosione e deposito;
- Scabrezza su finestra mobile di 3x3 celle, come calcolata da Cavalli et al. (2008), indicante nella coda positiva le variazioni di piccola scala tipiche di un substrato morfologicamente disturbato e variato;

- Scabrezza su finestra mobile di 5X5 celle, come calcolata da Cavalli et al. (2008), con un filtraggio quindi a più ampia scala utile ad individuare il letto del canale attivo;

Il multi filtro così ottenuto è poi mediato da una post-elaborazione semi automatica (Fig. 4-16, fase 3) comprendente la conversione a poligono delle celle positive al filtro, la rimozione manuale del rumore soggettivamente esterno al canale e dei poligoni con dimensioni al di sotto di una soglia arbitraria e merging semi manuale dei poligoni rimasti, in modo da ottenere l'area attiva affetta da colata detritica.

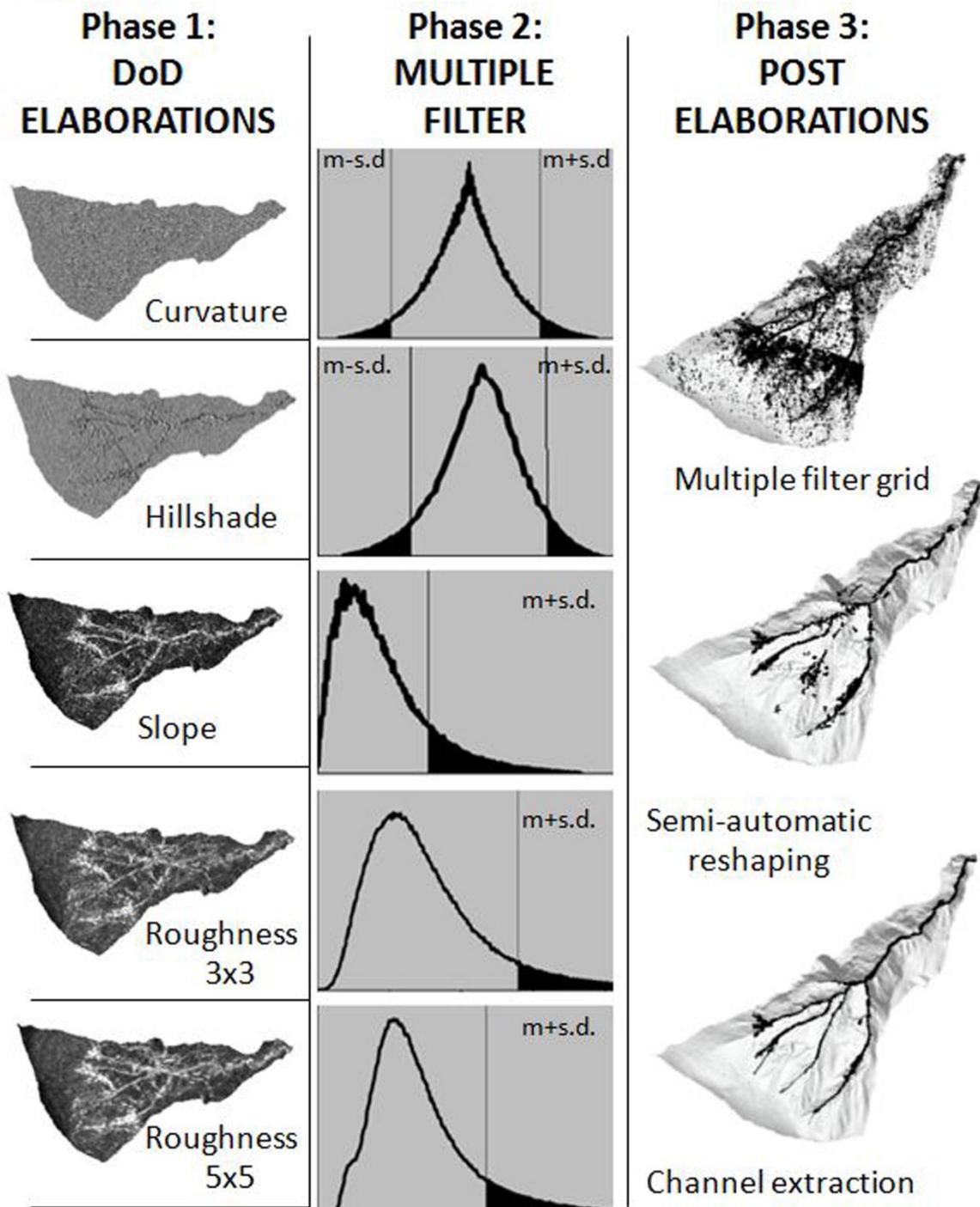


Fig. 4-16: procedura di estrazione dell'area attiva interessata da colata detritica a partire da DoD, applicando la tecnica multi filtro (fasi 1 e 2) e la post elaborazione semi-automatica.

Sulla base dei dati estratti con la tecnica sopra descritta si è sovrapposto il rilievo topografico relativo ai tratti omogenei al DoD estratto tramite muti filtro. Non potendo affidarsi ad un DGPS per la localizzazione delle sezioni in GIS, e quindi non potendo georeferenziarle in modo preciso, si è deciso di minimizzare sia l'errore di stima delle profondità di erosione, sia di localizzazione delle sezioni. In questo modo si sono confrontati i dati di profondità di erosione Z stimata in campo con quelli, più precisi ed associabili ad un errore misurabile, da LiDAR, ottenendo una funzione di errore di stima sistematico crescente con la profondità di erosione stimata in campo.

Con la determinazione dell'errore sistematico sulle profondità di erosione stimate si sono potuti correggere i valori di Z e Z_D delle sezioni rilevate in campo, mantenendo le altre variabili geomorfiche non deducibili da LiDAR e costituendo quindi un database del tutto confrontabile con i rilievi multi temporali tradizionali e potendo sottoporre il dataset alle stesse analisi.

5. RISULTATI

Le metodologie di studio sono state applicate come descritto in Tab. 4-1. I risultati vengono qui esposti suddivisi per bacino di studio e per metodologia applicata.

5.1. Gatria

5.1.1. Stime geomorfiche

La complessità del bacino del Gatria ha richiesto a monte delle stime geomorfiche di definire il reticolo idrografico e le aree sorgente di sedimento. Sono stati pedonati direttamente 14 km di collettori (36% del totale), non pedonati per motivi di sicurezza dell'operatore ma osservati direttamente 11 km e non pedonati né osservati da sufficientemente vicino per poter effettuare una stima 14 km di collettori, perlopiù di primo ordine o tratti incassati con salti di fondo (Tab. 5-1).

Tab. 5-1: stime geomorfiche da integrazione di rilievi di campo e analisi GIS nel bacino del Gatria e sui suoi sottobacini, da D'Agostino e Bertoldi (2014).

		Tschungl (T)	Moslgreben (M)	Hintermitt (H)	Gatria (G)	Gatria system
Channel network	Available volume: V_{ch} (m^3)	32 900	116 700	128 600	137 700	434 400
	Channel yield rate (m^3/m)	10	10	16	13	11
Hillslope Sediment Source Areas	Number of Sediment Source Areas: NSSA	15	68	33	46	165
	Total Area of Sediment Source Areas: TA (m^2)	43 800	255 500	216 500	327 200	890 200
	Average area of SSA_i (m^2)	2 900	3 800	6 600	7 500	5 400
	Average slope of SSA_i (m/m)	0.75	0.72	0.67	0.71	0.71
	Mean available unit volume ($m^3/NSSA$)	2 000	2 500	6 200	5 000	4 000
	Total available sediment volume (ΣV_{oi}) from SSA_i (m^3)	30 100	173 000	203 000	231 600	668 700
	Average sliding depth $\Sigma V_{oi}/TA$ (m)	0.69	0.68	0.94	0.71	0.75
Total available sediment volume: $V_{sb}=V_{ch}+\Sigma V_{oi}$ (m^3)		63 000	289 700	331 600	369 300	1 003 100

In circa 39 km di canali sono stati stimati più di 400 000 m^3 di sedimento disponibili all'erosione, abbastanza omogeneamente distribuiti tra Gatria, Hintermitt e Moslgreben, ma con un elevatissima disponibilità unitaria, espressa in m^3 di sedimento erodibile sull'area del bacino, nell'Hintermitt. Grazie ai rilievi di campo ed alle analisi GIS sono state censite 165 aree sorgente, perlopiù rappresentate da talus su terrazzo glaciale o scarpate di terrazzo glaciale franate su pianori non direttamente connessi al reticolo (Fig. 5-1 b). Le aree

sorgente coprono 89 ha, corrispondenti a circa il 15 % della superficie del bacino, e forniscono una quantità di sedimento potenzialmente disponibile (senza considerare eventuali frane profonde o DGPV) ammonta a 890 200 m³, di cui 327 200 nel solo sottobacino del Gadria. La media dell'estensione delle aree sorgente è di 5400 m³ con una disponibilità media di 4000 m³ di sedimento, ed una pendenza di 0.71 m/m. I tassi di erosione lineare per i bacini del Gadria portano ad una media di 13 m³/m, con l'Hintermitt che rappresenta il bacino con più intensa disponibilità di sedimento, arrivando a 16 m³/m (Fig. 5-1 a). Le profondità di erosione stimate, dell'ordine del 0.75-1 m, sono confrontabile con le profondità di erosione per frane superficiali con pendenza tra il 35 ed il 95 % (Guthrie ed Evans, 2004).

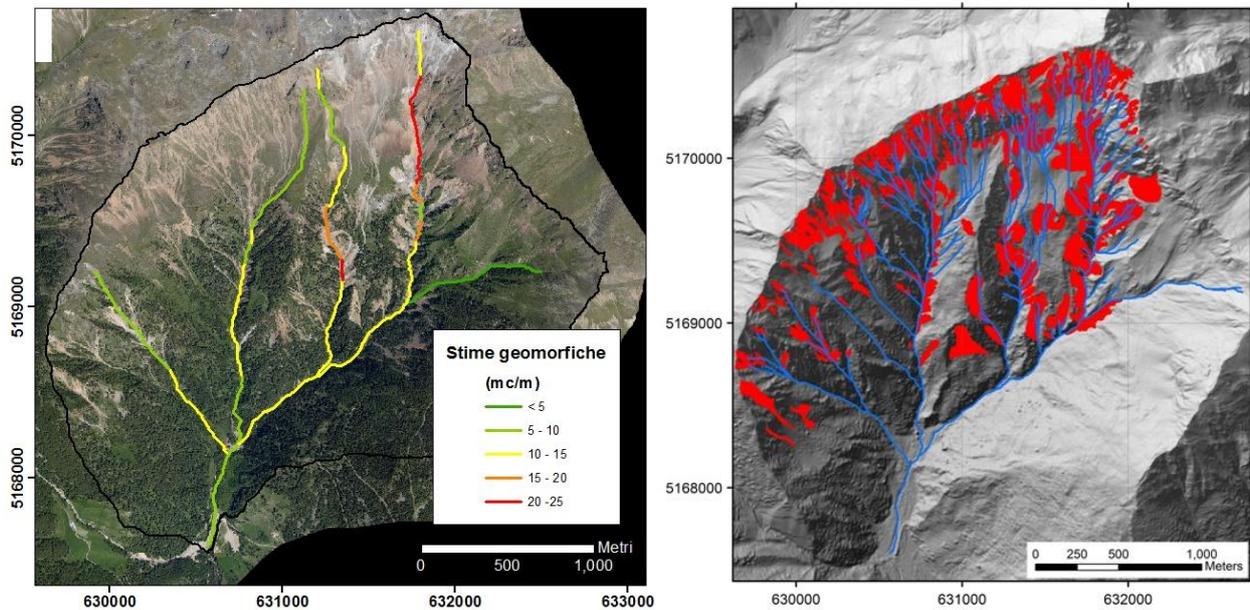


Fig. 5-1: a, stime geomorfiche sul reticolo principale del rio Gadria, in intervalli di disponibilità di sedimento crescente dal verde (< 5 m³/m), al rosso (20-25 m³/m). b, mappatura del reticolo idrografico e delle aree sorgente del bacino del Gadria ottenute dall'incrocio di rilievi di campo e analisi GIS.

5.1.2. Management Priority Index

5.1.2.1. Schema concettuale

Nel corso della ricerca è stata sviluppata una metodologia che permette la stima di un indice composto di priorità di gestione delle aree sorgente (SSA_i) denominato Management Priority index (MPI). L'indice, con un campo di esistenza tra 0 e 1, permette di stimare la suscettibilità potenziale di ogni SSA_i a propagare sedimento tramite colata detritica ad una certa sezione di chiusura (ad esempio una sezione critica o una piazza di deposito). Le SSA_i con il MPI_i più elevato saranno quelle aree sorgente chiave nella gestione di un bacino idrografico complesso, e sulle quali gli sforzi sistematori in termini di correzione morfologica, drenaggio e consolidamento avranno un'efficacia rilevante sulla pericolosità complessiva del bacino, avendo quindi maggiore efficienza.

L'indice MPI_i di ogni *i-esima* area sorgente incorpora tre indicatori che gerarchizzano i processi fisici e le fasi delle colate detritiche, dall'innescamento in area sorgente alla propagazione nel reticolo idrografico fino alla sezione di chiusura con meccanismi di erosione e deposito. Per poter schematizzare il fenomeno ed applicare la metodologia vengono assunte due ipotesi di base:

- l'intensità di pioggia non controlla l'indice MPI_i , in quanto la disponibilità illimitata di sedimento nelle aree sorgente e nel canale causa una soglia di innesco delle colate detritiche molto bassa;
- l'indice MPI_i ordina ogni SSA_i indipendentemente dalle possibili interazioni che possono esservi con altre aree sorgente lungo il reticolo idrografico in termini di destabilizzazione o innesco simultaneo durante lo stesso evento.

La metodologia sviluppata prevede tre step principali (A, B e C in Fig. 5-2). Il primo step consiste nella creazione del database tramite analisi GIS e di campo e nella loro integrazione, il secondo step consiste nel calcolo dei tre indicatori, denominati SUI_m (indicatori di suscettibilità dell'*m-esimo* sottobacino), T_i (indicatore di innesco), VB_i (indicatore di budget volumetrico), ed il terzo step permette di comporre i tre indicatori per calcolare l'indice MPI_i . Le variabili coinvolte nel calcolo degli indicatori sono elencate in Fig. 5-2 e si possono riassumere dividendole in:

- Le variabili morfometriche e idrogeomorfiche per ogni *m-esimo* sottobacino in cui le SSA_i sono localizzate sono: fattore di forma F_m , pendenza media del canale S_m , il volume complessivo disponibile del *m-esimo* sottobacino V_{sb} , dato dalla somma del volume da stima geomorfica delle aree sorgente V_{oi} con il volume disponibile da stima geomorfica nel reticolo idrografico V_{ch} :

$$V_{sb} = \sum V_{oi} + V_{ch} \quad \text{Eq. 5-1}$$

- Le variabili coinvolte direttamente connesse alle SSA_i : area drenata rispetto alla sezione di chiusura della (o quota minore) SSA_i (A_{di}) e pendenza media β_i .
- Le variabili controllanti la propagazione della colata detritica: volume di sedimento disponibile di ogni singola SSA_i (V_{oi}) e il volume "dinamico" V_{ci} , calcolato aumentando o diminuendo su ogni cella del

percorsa tra l'area sorgente e la sezione di chiusura il volume V_{0i} a causa di condizioni di erosione o deposito che cumulano o decumulano volume.

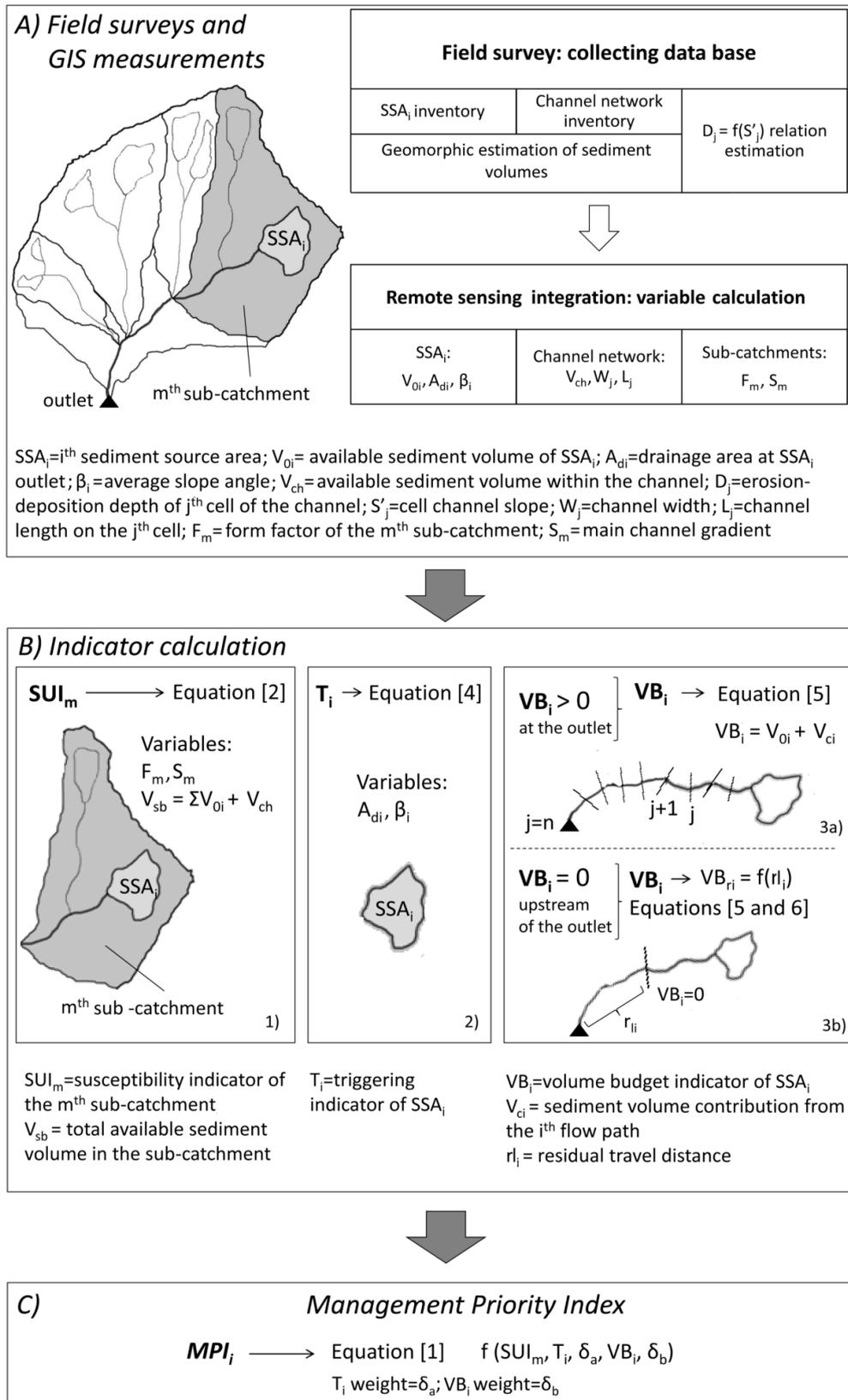


Fig. 5-2: diagramma della metodologia per il calcolo del Management Priority Index (MPI) e lista dei simboli delle variabili (D'Agostino e Bertoldi, 2014).

Il volume stimato di sedimento disponibile V_{0i} ha quindi un doppio ruolo. Singolarmente per ogni SSA_i rappresenta il volume di inizializzazione per l'indicatore VB_i , quando si somma agli altri volumi disponibili dell' m -esimo sottobacino è una variabile per calcolare l'indicatore SUI_m . Usando una rappresentazione raster del reticolo idrografico, ogni j -esima cella di lunghezza L_j e larghezza W_j lungo il percorso della colata può produrre, a seconda della propria pendenza S'_j , una profondità di erosione o di deposito D_j . Nel caso in cui il volume iniziale V_{0i} si esaurisca prima di arrivare alla sezione di chiusura, la variabile per il calcolo del VB_i passa dal volume residuo alla travel distance tra il punto di esaurimento e la sezione di chiusura stessa (rl_i , Fig. 5-2).

5.1.2.2. STEP 1: Rilievi di campo, analisi LiDAR e integrazione GIS

La prima analisi necessaria per sviluppare la presente metodologia è la determinazione delle stime geomorfiche sia sul reticolo che sulle aree sorgente come da capitoli 4.1 e 5.1.1. Su ogni SSA_i inventariata in ambiente GIS vengono poi calcolate A_{di} e $\tan \beta_i$, e vengono estratte tutti i percorsi sul reticolo da ogni area sorgente alla sezione di chiusura in modo da calcolare L_j e W_j per ogni i -esimo percorso.

La propagazione del sedimento è data dal volume di innesco all'area sorgente e dalle dinamiche di erosione e deposito dalla mobilitazione delle SSA_i alla sezione di chiusura. La profondità di erosione/deposito D_j è la variabile che controlla il fenomeno, ed il cui risultato finale è V_{ci} . La calibrazione sito specifica di un'equazione per il calcolo di D_j è stata considerata basandosi sulle numerose esperienze di letteratura (Kronfellner-Krauss, 1985, Fannin e Wise, 2001, Conway et al., 2010). D_j è stata studiata analizzando tutti i siti accessibili nella parte alta del bacino dove si sono verificate numerose avulsioni, ed il fenomeno può essere collegato alla pendenza di scorrimento. Le avulsioni considerate infatti hanno percorso un terreno vergine, omogeneo (terrazzo glaciale), non precedentemente percorso da colata. L'erosione o la deposizione sono state misurate con un metro da carpentiere con precisione ± 0.01 m, mentre la pendenza nella direzione principale (S') è stata misurata con un distanziometro laser con precisione 0.1° . Per il calcolo del budget volumetrico sono necessari anche la larghezza del canale W_j e la lunghezza della cella nella direzione del flusso (L_j , lineare o diagonale). Seguendo quanto considerato da Rickenmann et al. (2003), W_j è considerata in modo semplificato attribuendo larghezze standard a tratti omogenei di reticolo idrografico seguendo le stime geomorfiche. L_j è estratto celle per cella in modo automatico dal DTM raster analizzato in ambiente GIS.

5.1.2.3. STEP 2: Calcolo degli indicatori

INDICATORE DI SUSCETTIBILITA' SUI_m

L'identificazione dei sottobacini più suscettibili a colata detritica solitamente richiede una valutazione esperta, metodi statistici o formulazione semi-fisiche (Cannon et al., 2004, Melelli e Taramelli, 2004, Carrara e Pike, 2008, Horton et al., 2008, Li et al., 2010). Alcuni metodi usano le precipitazioni e variabili morfologiche (Cannon et al., 2004), ma altri considerano eventi idrologici estremi sganciandosi così

dall'intensità di pioggia (Carrara e Pike, 2008, Dong et al., 2009, Li et al., 2010). In particolare, Dong et al. (2009) hanno elaborato un indice che predice la suscettibilità a sviluppare colate detritiche sulla base del volume disponibile V_{sb} , del fattore di forma F_m , e della pendenza del canale S_m :

$$SUI_m = 13.9618 S_m + 0.3258 F_m + 3.4671 \log(V_{sb}) - 16.9714 \quad [\text{Eq. 5-2}]$$

L'indice di Dong et al. (2009) è preso come primo indicatore del metodo MPI (Fig. 5-2, B-1) e considera i maggiori parametri, fatta eccezione per la geologia, evidenziati dall'overview di Kaitna et al. (2013) sulla suscettibilità delle colate detritiche.

INDICATORE DI INNESCO DELLE SSA_i: T_i

L'obiettivo dell'indicatore di innesco T_i è valutare la predisposizione di ogni area sorgente a generare colate detritiche, rappresentando quella che Borselli et al. (2008) chiamano la "upslope component" del processo di propagazione del sedimento. L'innesco di una colata detritica fondamentale richiede abbondanza di acqua in condizioni di alta pendenza. Numerosi studi hanno valutato queste variabili, producendo da semplici formulazioni area drenata-pendenza a modelli complessi di stabilità di versate (Burton e Bathurst, 1998, Cannon et al., 2004, Tarolli e Dalla Fontana, 2009). Marchi e Dalla Fontana (2005) e Borselli et al. (2008) stimano la componente di upslope per la connettività di sedimento utilizzando l'indice di stream power, ossia il prodotto di un coefficiente, della pendenza media locale e della radice quadra dell'area drenata. Altre formulazioni molto utilizzate si basano su differenti esponenti per l'area drenata (-δ) per localizzare punti di innesco potenziale (Rickenmann and Zimmermann, 1993; Zimmermann et al., 1997; Wichmann and Becht, 2005; Horton et al., 2008). Imponendo tan(β) come pendenza di soglia, α come coefficiente e l'area drenata A_d espressa in km² nell'equazione:

$$\tan(\beta) = \alpha A_d^{-\delta} \quad [\text{Eq. 5-3}]$$

Rickenmann and Zimmermann (1993) hanno calcolato α=0.36 e δ=0.11 per eventi eccezionali (Svizzera), mentre Zimmermann et al. (1997) hanno ottenuto α=0.32 and δ=0.20 e Horton et al. (2008) suggeriscono rispettivamente 0.31 e 0.15 per α e δ. Nell'equazione [Eq. 5-3], il parametro α rappresenta un surrogato della stream power ed è assunto come indicatore di suscettibilità T_i delle SSA_i imponendo A_d=A_{di} e β=β_i, rispetto alle SSA_i (Fig. 5-2, B-2); quindi si ottiene:

$$T_i = \alpha = \tan\beta_i A_{di}^{0.2} \quad [\text{Eq. 5-4}]$$

Dove l'esponente è stato considerato come da Zimmermann et al. (1997) per la maggiore sensibilità all'area drenata.

INDICATORE DI VOLUME BUDGET DELLE SSA_i: VB_i

L'obiettivo dell'indicatore di budget volumetrico VB_i è gerarchizzare la capacità di ciascuna SSA_i secondo la capacità di propagare sedimento alla sezione di chiusura. Il budget volumetrico di una colata volumetrica

lungo il proprio percorso è spesso incerto, e molti ricercatori hanno cercato di migliorare le stime al riguardo (Hungry et al., 1984; D'Agostino and Marchi, 2003; Conway et al., 2010; Iverson et al., 2011), anche considerando il problema in termini probabilistici (Miller and Burnett, 2008). Breien et al. (2008) ad esempio ha documentato crescite di volume di 10 -15 volte il volume iniziale lungo il reticolo. Numerose ipotesi sui meccanismi di entrainment sono in via di verifica e sperimentazione, e molti autori sono concordi nel sostenere che i forzanti primari del fenomeno sono la pendenza, l'altezza del fronte, l'umidità del letto e la concentrazione della colata (Zicheng and Li, 1987; Egashira et al., 2001; Rickenmann et al., 2003; Hungry et al., 2005; Iverson, 2011). Miller and Burnett (2008), utilizzando i dati di Benda's (1990), hanno ottenuto ad esempio un'ottima regressione legando il volume eroso ad una funzione dipendente da una relazione pendenza-area drenata. I dati di campo inoltre evidenziano che il grado di ricarica di sedimento in canale ha effetto più elevato della pendenza sui tassi erosivi (D'Agostino and Marchi, 2003; Brien et al., 2008; Cavalli et al., 2008). Approci teorici hanno invece correlato l'erosione da colata detritica alla pendenza del canale ed alla velocità del fronte, introducendo anche la concentrazione della colata (Takahashi, 1991; Egashira et al., 2001; Fagents and Baloga, 2006; Armanini et al., 2009) e la pressione interstiziale del letto del canale (Iverson, 1997). Queste evidenze sono in parte integrate in modelli fisici (Egashira et al., 2001) ed evidenziate da modelli fisici a grande scala (Iverson et al., 2011), mentre dei metodi pratici per stimare il massimo volume di colata atteso per erosione in canale sono stati approntati da Spreafico e Lehmann (1999), Hungry et al. (2005), e Fannin and Wise (2001). Quest'ultimo autore ha sviluppato un metodo empirico-statistico per predire la travel distance come conseguenza di un bilancio volumetrico nel reticolo, dipendente dal volume di innesco e dalla pendenza del canale. Un approccio simile è stato seguito da Conway et al. (2010) nello sviluppo di carte di pericolo, stimando in modo parametrico il volume netto ad una sezione di chiusura propagato in modo indipendente da ogni area sorgente. Con queste premesse si possono semplificare in modo schematico i meccanismi di erosione e deposito di una colata innescata da un volume V_{0i} in una specifica SSA_i . A seguito, l'incremento o il decremento da erosione o deposito di sedimento in modo dinamico lungo il reticolo idrografico composto da n celle, dalla SSA_i alla sezione di chiusura produce una variazione di volume dinamica lungo il reticolo stesso (V_{ci}) (Fig. 5-2, B-3a). Il budget di sedimento, dimensionale, VB_i da ogni SSA_i è calcolato come:

$$VB_i = V_{0i} + V_{ci} = V_{0i} + \sum_j^n D_j W_j L_j \quad [\text{Eq. 5-5}]$$

dove D_j è positivo in caso di erosione e negativo in caso di deposizione.

L'applicazione dell'equazione [Eq. 5-5] rimane utilizzabile concettualmente fino a che il volume dinamico V_{ci} non annulla il volume iniziale V_{0i} , ponendo $VB_i = 0$ (Fig. 5-2, B-3a). In tal modo, può essere estratto un volume minimo (VB_{\min}) ed uno massimo (VB_{\max}) propagato alla sezione di chiusura. D'altro canto come visto, può succedere che alla sezione di chiusura ($J=n$) arrivi un "volume negativo". In tal caso è stato

ritenuto più corretto fermare la propagazione di V_{ci} alla cella $j > n$ in cui $VB_i = 0$, calcolando l'indicatore (VB_{ri}) come relativo sulla travel distance residua, (rl_i), secondo la formula alternativa (Fig. 5-2, B-3b):

$$VB_{ri} = \left(1 - \frac{rl_i}{rl_{max}}\right) VB_{min} \quad [\text{Eq. 5-6}]$$

dove la variabile rl_{max} è la massima travel distance residua di tutte le SSA_i che portano ad un VB_i nullo o inferiore a 0 alla sezione di chiusura.

5.1.2.4. Management priority index (MPI_i): Calcolo e verifica

Indicatori ed indici sono usati in modo diffuso nell'analisi scientifica e per supportare decisioni quando misure dirette o la modellazione dei fenomeni è impossibile, troppo complessa o troppo costosa (Bockstaller and Girardin, 2003). Un indice è generalmente composto da un numero vario di sub-indicatori che si combinano assieme per addizione e/o moltiplicazione (Mitchell et al., 2003). L'addizione è usata generalmente quando il valore dell'indice è il risultato di una sovrapposizione degli effetti delle differenti variabili coinvolte negli indicatori, mentre la moltiplicazione è preferibile quando i sub-indicatori connessi con la capacità di annullare l'indice finale se nulle a loro volta (principio della probabilità condizionata).

L'indicatore di innesco T_i esprime con una componente "upslope" la suscettibilità di ogni SSA_i ad innescare una colata detritica senza considerare l'intensità di pioggia, mentre l'indicatore di budget volumetrico VB_i esprime una componente "downslope" (Borselli et al., 2008), quantificando la propagazione alla sezione di chiusura. Le due componenti sono complementari ed additive, ed il loro peso per la determinazione dell'indice finale può essere considerato comparabile (peso $T_i = \delta_a = 0.5$; peso $VB_i = \delta_b = 0.5$). L'indicatore di suscettibilità dei sottobacini SUI_m rappresenta invece un'informazione ad un livello superiore, che in un certo senso contiene gli altri due indicatori, stimando la disponibilità di sedimento totale e la suscettibilità del sedimento nei sottobacini dove le SSA_i sono localizzate. L'indicatore SUI_m va parzialmente a compensare il calcolo isolato area per area degli altri due indicatori, che non includono la destabilizzazione reciproca tra SSA_i adiacenti o localizzate nello stesso sottobacino. In pratica, l'indicatore SUI_m rappresenta una "probabilità condizionata" della pericolosità di una SSA_i , con l'effetto che quando un'area sorgente propaga un certo volume alla sezione di chiusura, il suo effetto peggiora se la suscettibilità di base dell' m -esimo sottobacino è alta (Kaitna et al., 2013). Raggruppando le tre componenti (T_i , VB_i e SUI_m) e scalando ogni sub-indicatore sul proprio massimo dell'intero bacino (Rio Gatria system), l' MPI_i per ogni SSA_i è calcolato come (Fig. 5-2, C):

$$MPI_i = \left(\delta_a \frac{T_i}{T_{max}} + \delta_b \frac{VB_i}{VB_{max}}\right) \frac{SUI_m}{SUI_{max}} \quad [\text{Eq. 5-7}]$$

I valori di MPI_i vengono considerati secondo la distribuzione di probabilità della popolazione di valori, con il seguente criterio:

- Le SSA_i con MPI_i inferiori al primo quartile (aperto a destra) sono classificate come a bassa priorità di intervento;
- Le SSA_i con MPI_i tra il secondo ed il terzo quartile (aperto a destra) sono classificate a media priorità di intervento;
- Le SSA_i con MPI_i nel quarto quartile sono classificate come ad alta priorità di intervento;
- Le SSA_i con valori di MPI_i considerati outlayers identificano le aree con la più alta priorità per azioni di gestione.

Dopo l'elaborazione della mappa del MPI , i risultati sono stati confrontati con l'analisi storica delle misure di mitigazione realizzate dagli esperti locali nei secoli, ponendo un primo grado di verifica del metodo. *De facto* informazioni accurate sulle misure di mitigazione riflettano decisioni pratiche a seguito di eventi di colata detritica, rimanendo prova tangibile di expert opinion (D'Agostino, 2013). Inoltre, osservazioni post evento di colate detritiche accadute durante il periodo di ricerca hanno permesso un secondo grado di verifica del metodo, dando eccellenti opportunità di valutare le risposte delle SSA_i alle colate detritiche sul rio Gatria. Per monitorare l'attivazione delle aree sorgente, sono stati predisposti dei transetti e delle sezioni di controllo da percorrere e monitorare dopo ogni evento, determinando quali aree sorgente si sono attivate rispetto alla magnitudo alla sezione di chiusura dell'evento, valutando quando l'indice MPI_i risulta predittivo con successo.

5.1.2.5. Risultati

OUTCOMES GEOMORFICI

Nel capitolo delle stime geomorfiche sono riassunti i risultati relativi alla stima della disponibilità di sedimento in canale e nelle aree sorgenti (Tab. 5-2), La larghezza locale del canale è stata semplificata derivandola dai rilievi geomorfici utilizzando una larghezza caratteristica come suggerito da Rickenmann et al, 2003):

- Al di sotto dei 1500 metri il canale principale ed i primi segmenti dei sottobacini sono considerati di larghezza 5 m (4.6 ± 0.8 m);
- I canali intermedi tra i 1500 ed i 2000 metri sono considerati larghi 3 metri (2.7 ± 0.8 m);
- I canali di testata al di sopra dei 2300 metri, perlopiù effimeri, sono considerati larghi 1 m (1.4 ± 0.7 m), anche se alcuni sono più larghi.

L'erosione locale è stata stimata utilizzando i rilievi ed effettuando 35 misure su canali da colata singola in condizioni indisturbati dove l'unica variabile principale è stata considerata la pendenza (escludendo quindi la magnitudo da questa considerazione). I canali da colata singola sono stati individuati nei sottobacini Gatria, Moslgreben e Hintermitt. D_j è stata quindi calcolata come regressione lineare rispetto alla

pendenza, ottenendo una buona prestazione rispetto ai dati di campo ed un'alta significatività del ($p\text{-value} < 0.01$; correlation coefficient 75%), espressa dall'equazione:

$$D_j = 0.133 \cdot S_j' - 2.49 \quad [\text{Eq. 5-8}]$$

dove l'altezza D_j è espressa in valori positivi per l'erosione e negativi per il deposito, e dove la pendenza locale S_j' è espressa in gradi sessagesimali (Fig. 5-2).

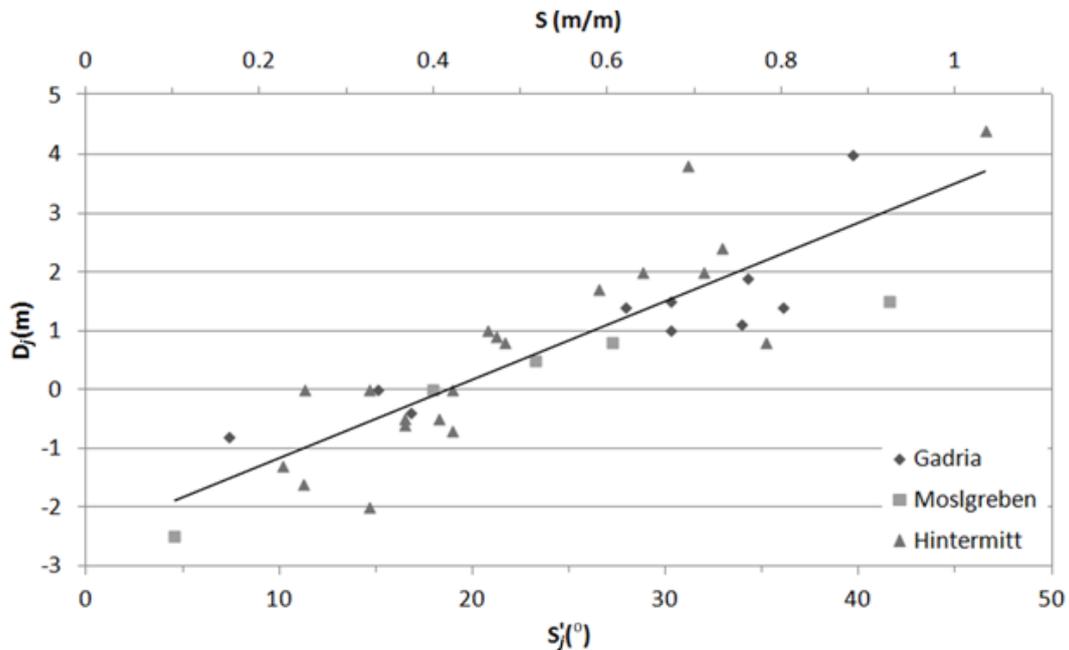


Fig. 5-3 :profondità di erosione (positive) ed altezze di deposizione (negative), D_j per single track di colata detritica in funzione del gradiente locale S_j' espresso in gradi sessagesimali (o S in m/m).

ESTRAZIONE DEI VALORI DI MPI_i

L'estrazione dei sottobacini e la valutazione delle pendenze con un DTM Lidar derivato, unito alle stime geomorfiche hanno permesso di calcolare gli indici SUI. Gli indici SUI calcolati suggeriscono una maggiore suscettibilità del sottobacino Hintermitt (10.24), seguito dal Gadria (9.78) e dal Moslgreben (9.57), e come meno suscettibile lo Tschungl (8.48). L'identificazione delle aree sorgente ha permesso di passare dalla scala di analisi di bacino a quella di area stessa. La componente upslope dell'indice MPI è stata calcolata in ambiente GIS, e la popolazione dell'indicatore mostra una distribuzione normale (test di Shapiro < 0.01), con media 0.5 e deviazione standard 0.2. I valori maggiore di indicatore T sono attribuiti alle aree sorgente localizzate nella parte media dei bacini, caratterizzati da alte pendenze e alte aree drenate.

L'equazione [Eq. 5-8] è stata integrata nell'equazione costitutiva del VB_i ed è stata applicata a 165 percorsi di deflusso, uno per ciascuna area sorgente, estratti dal DTM LiDAR derivato. Di queste 136 hanno raggiunto la sezioni di chiusura prestabilita, con una variazione massima di volume rispetto al volume iniziale V_0 di 4500 m^3 e con un massimo decremento di -5800 m^3 . La variazione media di volume è stata di 0.7 m^3 , con una deviazione standard di 2640 m^3 . Considerando solo le aree sorgente che hanno raggiunto la sezione di chiusura la variazione di volume media è stata 776 m^3 con una deviazione standard di 2250 m^3 .

Tab. 5-2: riepilogo dei valori dell'indicatore SUI per i tre sottobacini e budget volumetri complessivo per gli stessi derivato dalla sommatoria dei valori non normalizzati dell'indicatore VB.

	Tschungl	Moslgreben	Hintermitt	Gadria	Gadria system
SUI	8.48	9.57	10.24	9.78	10.04
Estimated Volume at the outlet section (m ³ ΣVB _i)	44800	246300	218100	290900	800100
Volume Balance in % $\left(\frac{\sum V_{oi} - \sum VB_i}{V_{oi}} \cdot 100\right)$	+ 49	+ 42	+ 7	+ 26	+ 20

Le SSA_i per le quali il volume di innesco si è annullato prima della sezione di chiusura sono state 29, la media della travel distance residua (r_i) è stata di 380 m, mentre il valore massimo è stato di 904 m, localizzandosi alla confluenza tra Moslgreben ed Hintermitt. Nell'ipotesi di mobilitazione di tutte le aree sorgente del bacino del Gadria e di cumulazione delle erosioni e delle deposizioni si è stimato un aumento della magnitudo nei tratti canalizzati del 20% (Tab. 5-2). Probabilmente per la minor distanza tra il collettore di sottobacino e la sezione di chiusura lungo il collettore principale a bassa pendenza, e forse per il minor tratto nel tratto sistemato con tratti a bassa pendenza tra le briglie, i sottobacini con minor suscettibilità alle colate detritiche mostrano un budget volumetrico più positivo rispetto all'Hintermitt ed al Gadria.

L'MPI è stato applicato ad ogni area sorgente integrando la scala di bacino (indicatore SUI) e la scala locale, upslope (T) e downslope (VB), di area sorgente. L'indice MPI nel sistema del Gadria assume valori tra 0.08 e 0.71, con una media di 0.23 e una deviazione standard di 0.13 (Fig. 5-4). E' stata inoltre realizzata un'analisi di sensibilità sui pesi degli indicatori T e VB, (rispettivamente δ_a e δ_b), facendoli variare entrambi tra 0.1 e 0.9 ed osservandone l'effetto sul MPI (Tab. 5-3). Ad esempio l'area sorgente a maggiore priorità di gestione per δ_a = δ_b rimane seconda nel ranking aumentando fino a 0.9 il peso di δ_b, rimane al primo posto nel ranking anche in direzione opposta, fino a δ_a=0.7, poi viene declassata oltre le prime dieci posizioni.

Tab. 5-3. Dipendenza della graduatoria MPI in relazione ai pesi degli indicatori (δ_a e δ_b).

T : δ _a	0.9	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.1
VB : δ _b	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
Ranking comparison to δ _a = δ _b	6	4	1	1	1	2	2	2	2
	30	18	9	2	2	1	1	1	1
	25	16	15	10	3	3	3	3	3
	18	11	10	5	4	4	4	5	5
	19	12	11	6	5	5	5	6	6
	20	13	12	7	6	6	6	7	7
	21	14	13	8	7	7	7	8	8
	22	15	14	9	8	8	8	9	9
	38	25	18	15	9	9	9	4	4
	8	7	6	12	10	10	10	12	14

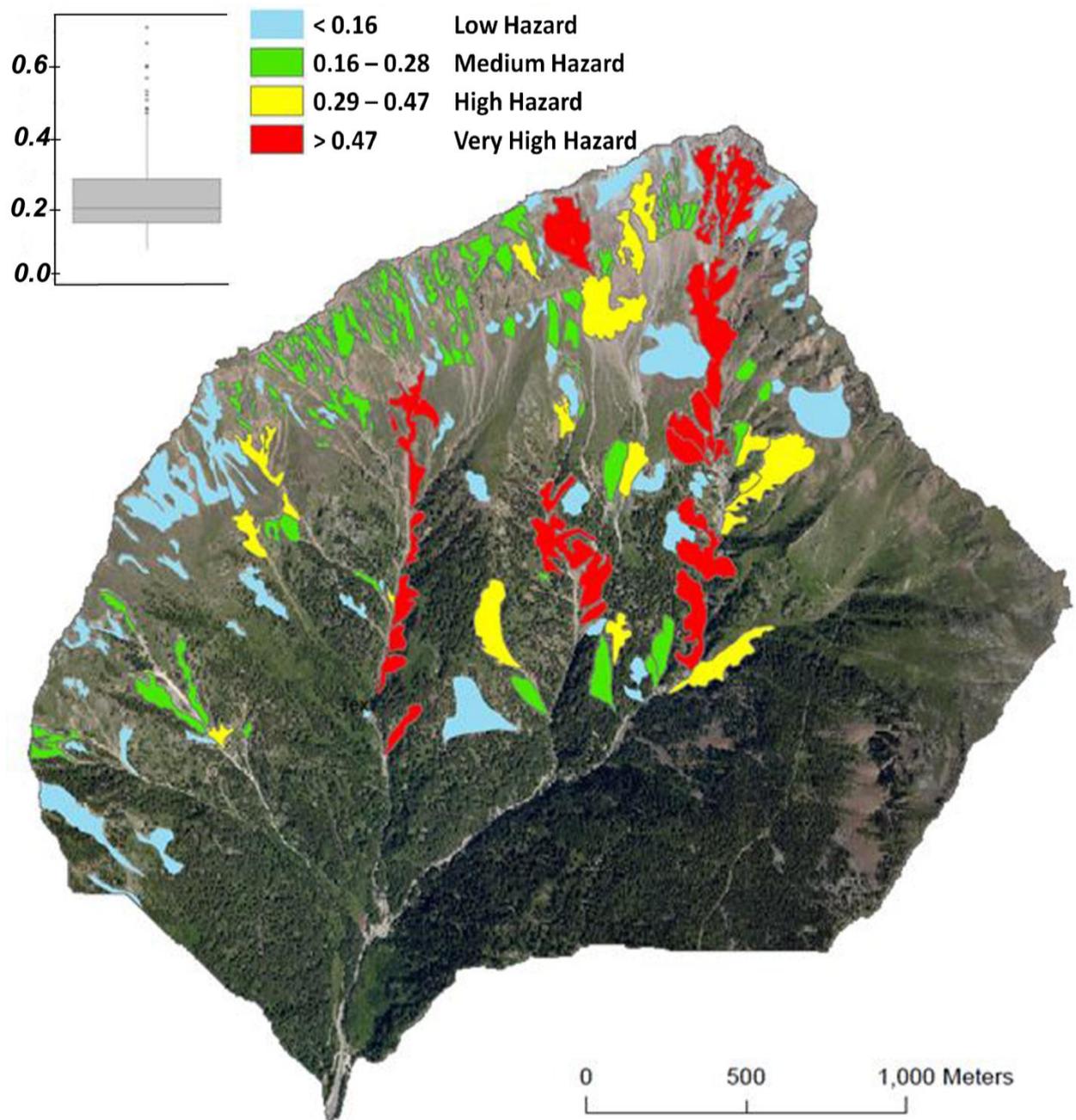


Fig. 5-4: Mappatura dell'indice MPI e distribuzione dei valori suddivisi per quartili e outlayer.

L'utilizzo delle scale, locale e di bacino, permette di considerare sia dinamiche sia locali sia distribuite che influenza la suscettibilità e la pericolosità di un bacino. A questo proposito Brayshaw e Hassan (2009) approfondiscono l'importanza sia dell'innesco di colate detritiche sia dei fenomeni di ricarica in canale, traducibili nell'indice MPI come valori elevati, per la stessa area, di T e VB. L'analisi di sensibilità sui valori dei pesi attribuiti alle due variabili di monte e di valle mostra chiaramente che solo variazioni che portino δ_a (e quindi il peso dell'indicatore di innesco T), al di sopra di 0.65 hanno effetti importanti sul ranking di priorità delle aree sorgente (Tab. 5-3), conferendo al solo innesco una predominanza sulla mobilità che non pare trovare riscontro (D'Agostino e Marchi, 2003, Borselli et al, 2008).

VERIFICA DEI RISULTATI DELL'INDICE MPI

La validazione dell'indice MPI potrebbe essere fatta solo con lunghi periodi di osservazione ed un alto numero di eventi, tuttavia questa tipologia di indici è più spesso soggetta a valutazione attraverso indicazioni indirette della maggiore o minore attinenza alla realtà (Horton et al, 2008). In particolare, accanto al monitoraggio in casi di eventi da colata detritica, le "opinioni esperte" dei gestori della pericolosità locali sono un ottimo strumento per la valutazione del modello. In particolare, anche spaziando sul lungo periodo, la costruzione di misure di mitigazione è un'evidenza pratica di decisioni prese da esperti (D'Agostino, 2012). Come evidenziato nel capitolo 3.1.1 sul reticolo idrografico del Gatria le prime briglie furono costruite nel XV secolo, e le sistemazioni di ingegneria naturalistica sono cominciate nel 1880, ma la prima localizzazione certa è quella degli interventi realizzati tra il 1984 ed il 2001.

L'indicatore SUI individua il bacino Tschungl come il meno suscettibile ad originare colate detritiche, mentre gli altri 3 mostrano valori simili tra loro. In corrispondenza di questa prima indicazione, le briglie più antiche sono state costruite sugli altri 3 bacini (Fig. 5-5), in particolare sul Gatria e l'Hintermitt, i due bacini con valori di indicatore SUI più elevati.

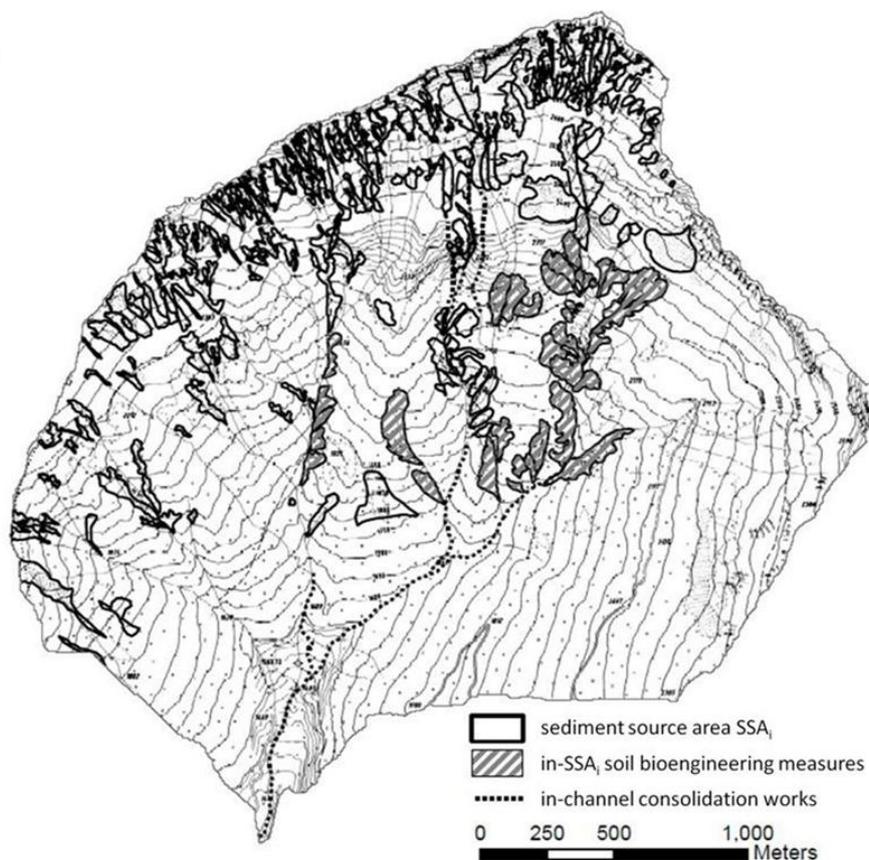


Fig. 5-5 :mappa del bacino del rio Gatria (contour lines) e localizzazione della aree sorgente (SSA_i), delle sistemazioni di ingegneria naturalistica e delle sistemazioni idraulico forestali in canale.

Le misure di mitigazione sono state realizzate in 5 delle 10 aree a maggior priorità di intervento ed in 20 delle aree posizionate nei primi 50 posti del ranking MPI. Le zone ad alta priorità per cui non sono state realizzate misure di mitigazione sono collocate nella parte più alta del rilievo, al di sopra dei 2600 m s.l.m, e sono caratterizzate da una instabilità estrema e da cadute massi dalle creste sovrastanti, limitando fortemente la capacità di intervento. Rispetto a due di queste aree sorgenti sommitali (rispettivamente a 2300 e 2600 metri di quota), i sistematori hanno cercato di intervenire costruendo briglie in legname nei canali a valle delle stesse, briglie per cui è stata realizzata una pesante manutenzione nell'estate 2012. Delle 29 aree sorgente interessate in passato da misure di mitigazione, solo 9 di queste non ricadono nelle prime 50 del ranking MPI, e queste 9 sono localizzate vicino ad aree sorgenti ad alta priorità, con possibilità di allargamento e con vicino larici da cui ricavare facilmente sul posto materiale per la stabilizzazione dei pendii. E' quindi interessante valutare come il ranking MPI rispecchi la strategia di mitigazione del pericolo dei sistematori del Gadria, attuata in questo bacino sulle aree sorgente già da fine 1800 (dal 1830 se si considera il divieto di pascolo).

L'osservazione dell'attivazione delle aree sorgente durante gli eventi di colata rappresenta un'ulteriore possibilità di valutare la performance dell'indice, tramite la procedura di controllo su transetto descritta in capitolo 2.1.3.3. Dall'attivazione del monitoraggio si sono verificati 3 eventi di colata, uno di elevata, uno di media ed uno di bassa magnitudo. L'evento del 12 luglio 2010 descritto nei capitoli 3.1.2. e 4.1.2, ad elevata magnitudo, ha causato l'attivazione di tutte e dieci le aree sorgente a maggiore priorità, e del 95 % di tutte le altre aree (Fig. 5-6, A). Il 13 luglio 2011 un temporale ha invece causato una colata detritica dell'ordine di 1000 m³ di magnitudo arrestatasi 800 metri a monte della briglia filtrante. Durante l'evento sono state attivate 8 delle 10 aree a maggior probabilità (Fig. 5-6, B), e quattro aree sorgente di basso ranking (posizioni tra il 94 e il 122, Tab. 5-9). Il 5 agosto 2011 è un evento di media magnitudo, stimato di circa 5000 m³, è derivato dall'attivazione di aree sorgente nei sottobacini Moslgreben, Hintermitt e Gadria, coinvolgendo in particolare 9 delle 10 aree a maggior priorità, il 23 % tra le aree nelle posizioni tra 10 e 50, ed il 19 % delle aree oltre la 50° posizione nel ranking MPI (Fig. 5-6, C).



Fig. 5-6: attivazione delle aree sorgente di sedimento per eventi di elevata (A), bassa (B) e media (C) magnitudo. Il colore grigio scuro indica le aree sorgente tra le prime 10 del ranking MPI, il grigio chiaro tutte le altre.

Analizzando il pattern dei tre eventi è chiaro come le aree ad alta priorità secondo l'MPI siano quelle a più frequente attivazione, anche per eventi di bassa magnitudo. Anche se c'è da considerare un certo grado di dipendenza dalla componente spaziale delle precipitazioni all'interno del bacino, si evidenzia una performance soddisfacente del metodo MPI, sia tramite l'attivazione delle aree in eventi di colata, sia tramite la corrispondenza con passati interventi di mitigazione nelle aree sorgenti top ranking.

Tab. 5-4: Numero e percentuale di aree sorgente attivate durante le colate detritiche negli anni 2010-2011, le tre classi sono suddivise secondo il ranking MPI.

Date di evento	23 luglio, 2010	13 luglio, 2011	5 Agosto, 2011
Volume Debris-flow	$2 \times 10^4 \text{ m}^3$	10^3 m^3	$5 \times 10^3 \text{ m}^3$
da 1 a 10	10/10 (100%)	8/10 (80%)	9/10 (90%)
da 11 a 50	38/40 (95%)	0/40 (0%)	9/40 (23%)
da 51 - a 123	70/73 (96%)	4/73 (5%)	14/73 (19%)

Si evidenzia inoltre una forte connessione tra il numero delle aree sorgente attivate e la magnitudo dell'evento. La differenza in volume tra i 1000 ed i 5000 metri cubi tra l'evento a bassa e quello a media magnitudo ha richiesto l'attivazione del 42 % delle aree tra la posizione 11 e la 123 nel ranking, e un evento di forte magnitudo ha richiesto l'attivazione di sostanzialmente tutte le aree sorgente (Tab. 5-4). Osservando il fenomeno dal punto di vista della gestione, l'MPI può essere usato per attuare una prima analisi costi-benefici nelle scelte di gestione colate detritiche relativi a scenari di magnitudo-frequenza noti, andando ad incidere sulle aree sorgente a maggiore potenza che sono potenzialmente le driver delle colate nel bacino in esame.

5.1.3. Rilievi multitemporali e DoD

I rilievi sul torrente Gadria sono stati eseguiti dal maggio 2006 all'agosto 2013, per un totale di 7 rilievi, in cui è stato possibile osservare 3 eventi di magnitudo crescente (da 10^2 a 10^4 m³) e monitorare l'attività in assenza di eventi di colata sia nella stagione estiva che nella stagione invernale. Come illustrato in materiali e metodi, i rilievi 2011 sul collettore principale si sono limitati a 10 sezioni in un tratto di circa 140 metri. Nelle 2 stagioni successive di monitoraggio si è andati a coprire 1400 metri circa di collettore principale con un totale di 31 sezioni, mantenendo tra queste le dieci del primo anno. Il primo rilievo di base è stato eseguito dal 24 al 25 giugno 2011, l'attività di monitoraggio ha poi avuto la seguente scansione temporale:

- 25-27 luglio 2011: monitoraggio evento 1;
- 16-19 agosto 2011: monitoraggio evento 2;
- 18-21 giugno 2012: monitoraggio cambiamenti inverno 2011-2012;
- 14-17 settembre 2012: monitoraggio cambiamenti estivi 2012;
- 7-10 giugno 2013: monitoraggio cambiamenti invernali 2012-2013;
- 27-29 luglio 2013: monitoraggio evento 3;

Considerando che i rilievi multitemporali, i rilievi del sediment budget e la realizzazione del DoD vengono realizzati sostanzialmente in corrispondenza degli stessi rilievi, i risultati sono riportati congiuntamente di seguito.

Estate 2011, evento 1

Il primo evento monitorato sul rio Gatria si è innescato nelle aree sorgente sommitali del sottobacino principale, l'unico ad essere stato attivato, per un temporale di breve durata ed elevata intensità. Il tratto C, nella zona alta del sottobacino Hintermitt, ha visto solo trasporto di fondo con rimaneggiamento del materiale verso la stabilizzazione rispetto alla colata subita nel 2010. L'evento è stato essenzialmente deposizionale, in particolare nel tratto T dove tra la sezione 3 e 6 si è arrestato, riempiendo il canale stesso e dando luogo a valle delle stesse a tiranti non maggiori al mezzo metro.

Tab. 5-5 : datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio e dell'evento 1. Si indicano anche i sottobacini attivati dall'evento e gli eventuali i metri cubi depositati in piazza di deposito ottenuti tramite DoD da dati TLS.

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cumulata di evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Massima intensità oraria Evento (mm/h)*	Sottobacini Attivati - Area bagnata (m ²)				Volume in piazza di deposito (m ³)
									D	
21/06/2011	25-26/06/2011	231.6	21.8	00:30	21.9 - 82				8.9	/

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1h - 15'

Tab. 5-6: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti C, D, collettore principale e T. In questo rilievo le misure sul collettore principale coincidono con quelle relative al tratto T

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media C	0.40	0.05	0.18	-0.12	-0.21	0.21	0.41	0.12	0.07	0.28
Dev. St C	0.04	0.23	0.15	0.11	0.17	0.21	0.08	0.05	0.01	0.09
Max c	0.48	0.38	0.38	0.00	0.00	0.60	0.55	0.17	0.09	0.45
Min C	0.34	-0.27	0.01	-0.28	-0.45	0.00	0.25	0.00	0.05	0.14
Media D	0.46	1.82	2.14	-0.32	-0.32	0.82	6.14	1.42	0.81	5.22
Dev. St D	0.14	2.23	2.03	0.41	0.21	0.40	1.73	0.58	0.34	3.53
Max D	0.69	7.03	7.04	0.00	-0.02	1.52	9.70	2.47	1.40	12.91
Min D	0.21	-0.70	0.23	-1.17	-0.61	0.31	4.20	0.85	0.43	2.24
Media coll	0.23	3.63	4.34	-0.71	-0.48	1.27	8.69	1.96	1.07	10.34
Dev. St coll	0.08	5.55	5.28	0.71	0.29	1.16	2.92	1.05	0.51	8.02
Max coll	0.42	12.60	12.96	0.00	-0.08	3.57	14.20	3.57	1.89	26.64
Min coll	0.11	-1.52	0.01	-2.11	-1.02	0.10	6.00	0.46	0.29	1.72
Media T	0.17	3.63	4.34	-0.71	-0.48	1.27	8.69	1.96	1.07	10.34
Dev. St T	0.06	5.55	5.28	0.71	0.29	1.16	2.92	1.05	0.51	8.02
Max T	0.29	12.60	12.96	0.00	-0.08	3.57	14.20	3.57	1.89	26.64
Min T	0.11	-1.52	0.01	-2.11	-1.02	0.10	6.00	0.46	0.29	1.72

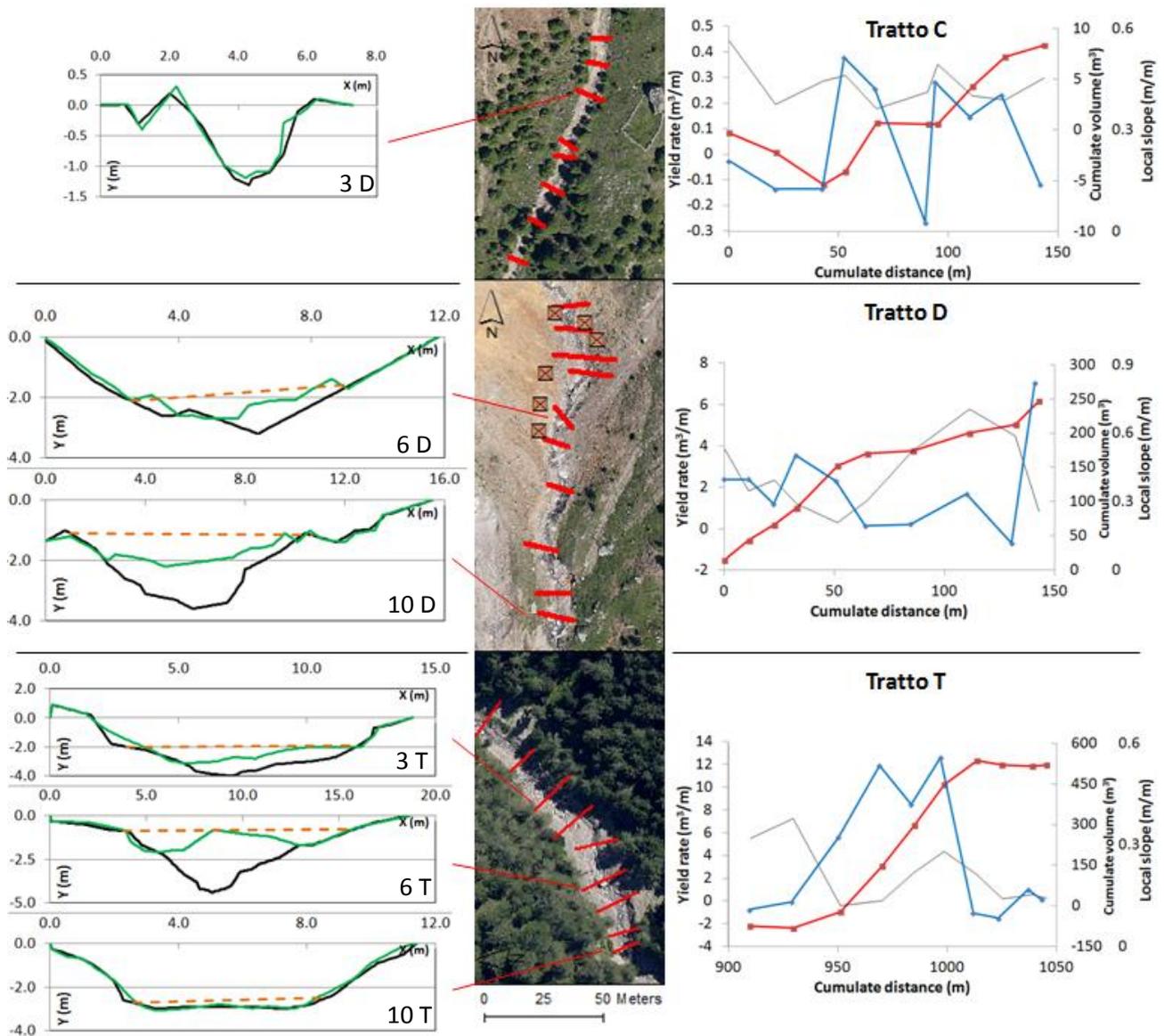


Fig. 5-7: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'evento 1. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento, in verde la sezione post-evento ed in linea tratteggiata ocra il livello di tirante massimo ricostruito. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto.

Tab. 5-7: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.) e l'errore analitico massimo (Err. m).

		Tratto C	Tratto D	Tratto T	Totale
Sedimento Depositato	$V (m^3)$	27	259	701	987
	Err. s. (m^3)	1	10	21	32
	Err. m (m^3)	74	100	249	423
Sedimento Eroso	$V (m^3)$	-19	-51	-103	-174
	Err. s. (m^3)	0	2	4	6
	Err. m (m^3)	74	100	249	423
Budget	$V (m^3)$	7	208	598	813
	Err. s. (m^3)	1	9	23	33
	Err. m (m^3)	74	100	249	423

Estate 2011, evento 2

Il secondo evento monitorato sul rio Gadria, nella stessa estate 2011, è stato innescato da un temporale simile al precedente, attivando questa volta i sottobacini del Gadria e del Molsgrebem, il primo con un'area bagnata alla sezione di controllo circa il doppio rispetto al secondo. Nel canale principale l'evento ha mostrato sia erosione che deposito, seppur con prevalenza del secondo, con tiranti fino a 2 m nella zona di testata e oltre i tre nel tratto T, dove i Sediment Yield Rate hanno mostrato un range da 14 a - 13 m³/m. La colata ha depositato parte del suo volume ancora nelle prime sezioni del tratto T, mentre ha eroso la parte più distale del deposito dell'evento 1 ed è poi arrivata fino alla piazza di deposito.

Tab. 5-8: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio e dell'evento 2. Si indicano anche i sottobacini attivati dall'evento e gli eventuali metri cubi depositati in piazza di deposito ottenuti tramite DoD da dati TLS.

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cumulata di evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Massima intensità oraria Evento (mm/h)*	Sottobacini Attivati - Area bagnata (m ²)				Volume in piazza di deposito (m ³)
						M	G			
5-6/08/2011	16-18/08/2011	90.2	27.5 (18.7)	08:10 (00:20)	18.7 - 57.6	5.5	11.2			2000 ± 400

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1h - 15'

Tab. 5-9: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti C, D, collettore principale e T. In questo rilievo le misure sul collettore principale coincidono con quelle relative al T.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media C	0.40	-0.16	0.08	-0.24	-0.22	0.20	0.13	0.07	0.30	0.28
Dev. St C	0.04	0.25	0.15	0.23	0.21	0.24	0.05	0.01	0.09	0.09
Max c	0.48	0.19	0.47	0.00	0.00	0.80	0.18	0.09	0.51	0.45
Min C	0.34	-0.60	0.00	-0.60	-0.59	0.00	0.00	0.06	0.14	0.14
Media D	0.46	-0.41	0.80	-1.20	-0.62	0.61	6.96	1.00	0.58	3.84
Dev. St D	0.14	1.46	0.68	1.02	0.40	0.33	1.10	0.48	0.32	2.36
Max D	0.69	2.01	2.01	0.00	0.02	1.08	8.30	1.90	1.16	8.12
Min D	0.21	-2.99	0.07	-3.05	-1.29	0.13	4.30	0.26	0.13	0.54
Media coll	0.23	1.02	3.30	-2.27	-0.74	1.15	10.23	1.97	1.19	12.61
Dev. St coll	0.08	7.07	4.78	4.26	0.78	0.84	3.52	0.85	0.53	7.08
Max coll	0.42	14.27	14.27	0.00	-0.04	2.90	16.30	3.05	1.97	22.45
Min coll	0.11	-13.10	0.11	-14.23	-2.82	0.18	6.00	0.48	0.26	1.55
Media T	0.17	1.02	3.30	-2.27	-0.74	1.15	10.23	1.97	1.19	12.61
Dev. St T	0.06	7.07	4.78	4.26	0.78	0.84	3.52	0.85	0.53	7.08
Max T	0.29	14.27	14.27	0.00	-0.04	2.90	16.30	3.05	1.97	22.45
Min T	0.11	-13.10	0.11	-14.23	-2.82	0.18	6.00	0.48	0.26	1.55

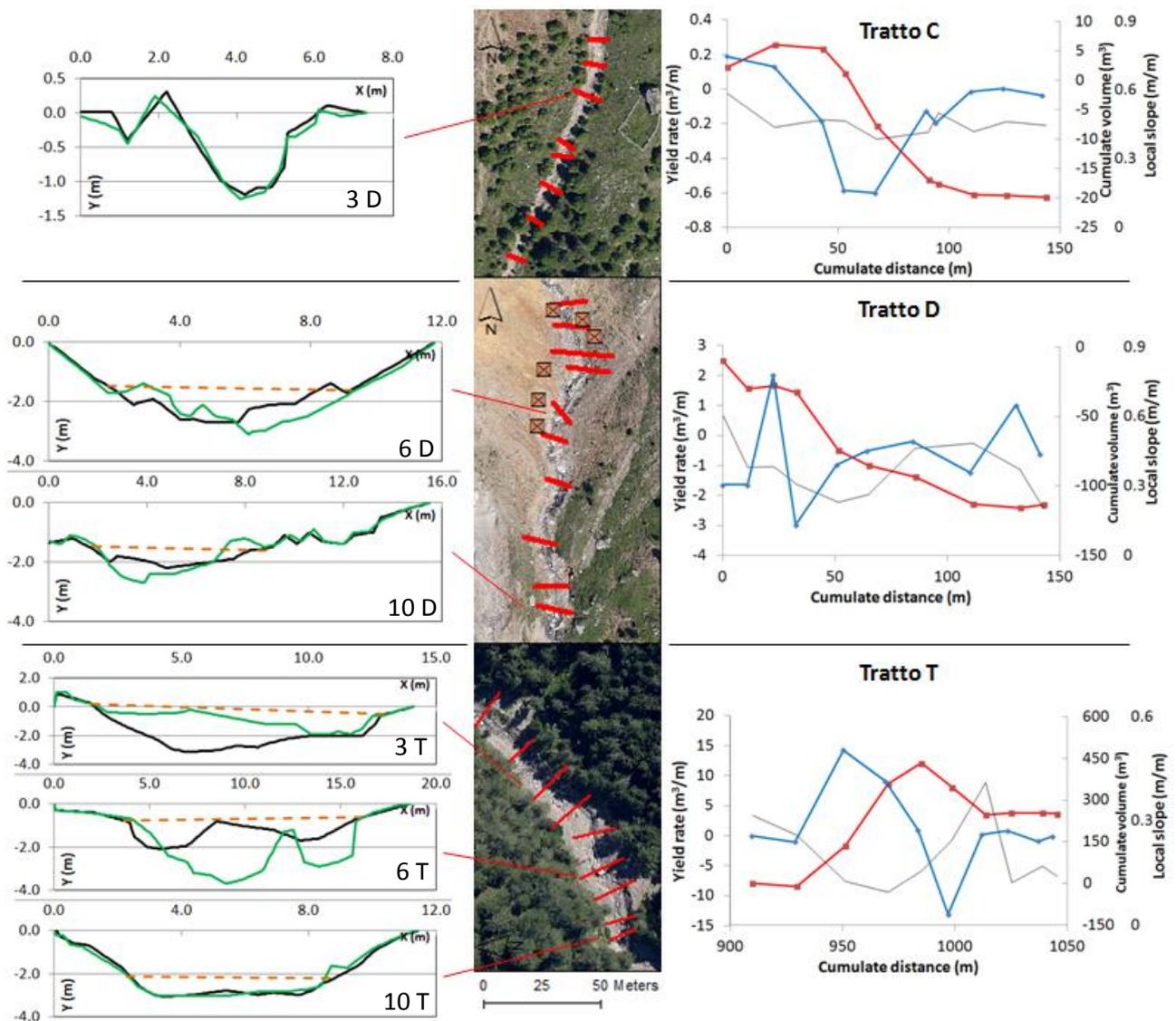


Fig. 5-8: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'evento 2. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento, in verde la sezione post-evento ed in linea tratteggiata oca il livello di tirante massimo ricostruito. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto.

Tab. 5-10: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.) e l'errore analitico massimo (Err. m.).

		Tratto C	Tratto D	Tratto T	Totale
Sedimento Depositato	$V (m^3)$	13	114	595	722
	Err. s. (m^3)	0	4	16	20
	Err. m. (m^3)	74	115	299	489
Sedimento Eroso	$V (m^3)$	-40	-184	-345	-568
	Err. s. (m^3)	1	6	10	17
	Err. m. (m^3)	74	115	299	489
Budget	$V (m^3)$	-27	-70	250	154
	Err. s. (m^3)	1	6	20	28
	Err. m. (m^3)	74	115	299	489

La piazza di deposito è stata monitorata tramite una scansione con TLS pre evento il 21 giugno 2011 ed una scansione post evento il 15 settembre 2011. Il DoD, realizzato per sottrazione e valutando l'errore con il metodo di Wheaton et al. (2010) porta ad una stima di volume depositato pari a $2000 \text{ m}^3 \pm 400 \text{ m}^3$, utilizzando un minimum level of detection pari a 0.23 m (Fig. 5-9). Il fronte dell'evento si è arrestato prima di arrivare alla briglia filtrante, con spessori di deposito fino a 2.5 m. La coda della colata, aggirando il fronte, è arrivata alla briglia filtrante con spessori modesti.

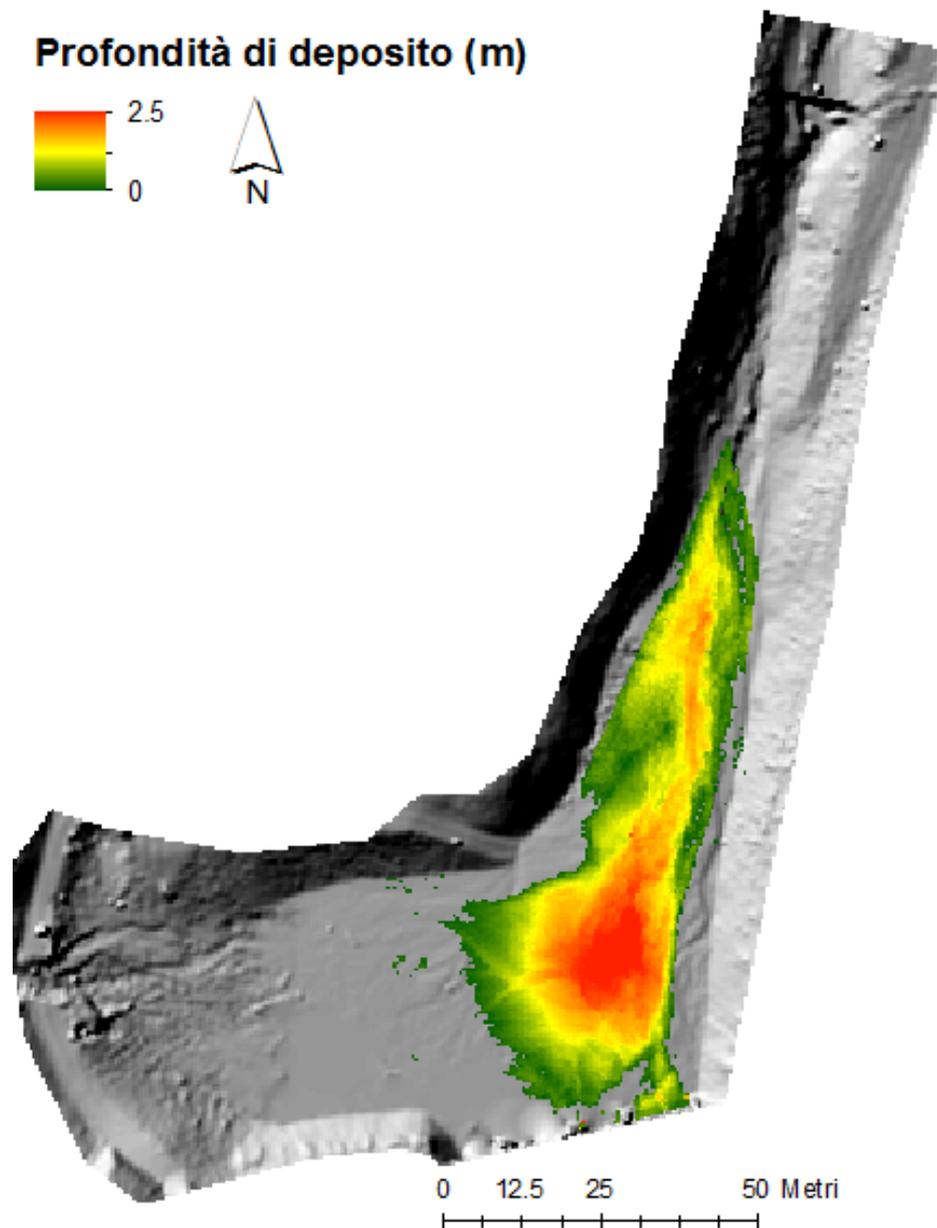


Fig. 5-9: mappa rasterizzata (cella 0.5x0.5 m) delle altezze di deposito nel bacino di deposito del torrente Gatria ottenute con DoD da dati TLS a conseguenza dell'evento 2. Il volume stimato è di $2000 \pm 400 \text{ m}^3$ (Comiti et al, submit, Comiti et al, Final Report MONITOR II, 2012).

Inverno 2011-2012

Il monitoraggio del primo inverno del rilievo multi temporale è stato caratterizzato da nevicate scarse e da una scarsa attività valanghiva. Il lungo periodo tra i rilievi ha permesso di monitorare l'attività e le modifiche di un canale da colata detritica in assenza di eventi. I tassi di modificazione e i volumi mobilizzati sono da uno a due ordini di grandezza inferiori rispetto a quelli monitorati per gli eventi 1 e 2, con modifiche tanto maggiori dove maggiori lo erano state a causa degli eventi stessi. Il canale sembra auto-organizzarsi anche a piccola scala verso morfologie evolute (cascade, step pool).

Tab. 5-11: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio della stagione invernale 2012-2013.

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cumulata di evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Massima intensità oraria Evento (mm/h)*	Sottobacini Attivati - Area bagnata (m ²)				Volume in piazza di deposito (m ³)
	14-21/06/2012	96			11.7					

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1 h

Tab. 5-12: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti C, D, collettore principale e T. In questo rilievo le misure sul collettore principale coincidono con quelle relative al T.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media C	0.40	0.15	0.25	-0.10	-0.17	0.24	0.41	0.12	0.07	0.30
Dev. St C	0.04	0.32	0.27	0.11	0.15	0.22	0.08	0.05	0.01	0.09
Max c	0.48	0.86	0.86	0.00	0.00	0.57	0.55	0.18	0.09	0.50
Min C	0.34	-0.27	0.00	-0.30	-0.45	0.00	0.25	0.00	0.06	0.14
Media D	0.46	0.22	0.48	-0.27	-1.58	0.45	3.24	0.80	0.54	1.76
Dev. St D	0.14	0.70	0.40	0.42	4.14	0.26	0.40	0.56	0.50	1.92
Max D	0.69	1.02	1.11	0.00	-0.01	0.81	3.60	2.28	1.91	7.06
Min D	0.21	-1.32	0.00	-1.32	-13.34	0.00	2.40	0.22	0.12	0.39
Media coll	0.23	-0.14	0.87	-1.01	-0.69	0.48	5.08	0.90	0.55	2.52
Dev. St coll	0.08	1.58	0.78	1.33	0.73	0.28	1.96	0.41	0.25	1.55
Max coll	0.42	1.58	2.62	0.00	0.05	0.93	9.40	1.36	0.85	5.08
Min coll	0.11	-3.58	0.00	-4.24	-2.25	0.01	3.10	0.17	0.14	0.43
Media T	0.17	-0.14	0.87	-1.01	-0.69	0.48	5.08	0.90	0.55	2.52
Dev. St T	0.06	1.58	0.78	1.33	0.73	0.28	1.96	0.41	0.25	1.55
Max T	0.29	1.58	2.62	0.00	0.05	0.93	9.40	1.36	0.85	5.08
Min T	0.11	-3.58	0.00	-4.24	-2.25	0.01	3.10	0.17	0.14	0.43

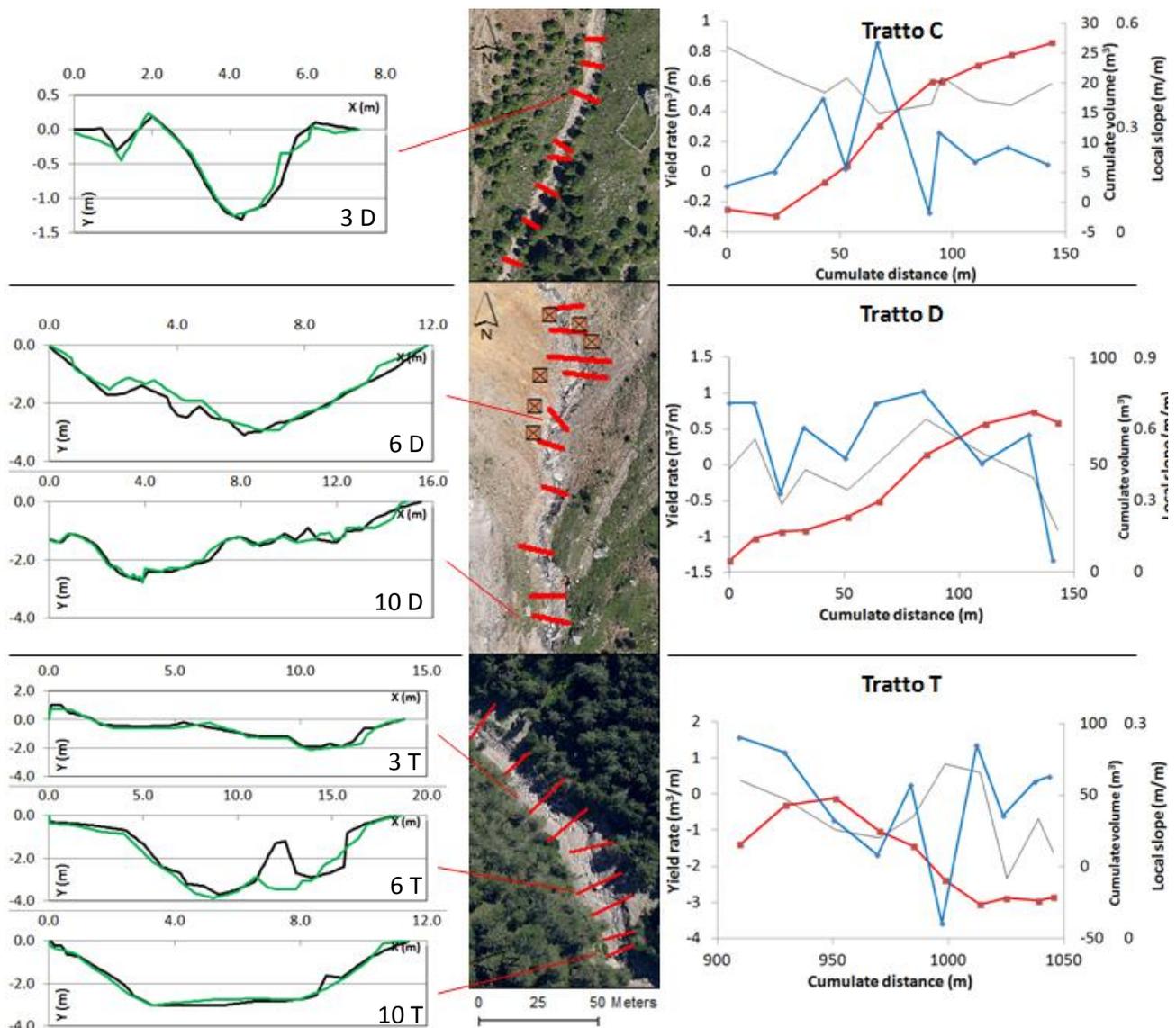


Fig. 5-10: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'inverno 2012-2013. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento ed in verde la sezione post-evento. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto.

Tab. 5-13: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.) e l'errore analitico massimo (Err. m.).

		Tratto C	Tratto D	Tratto T	Totale
Sedimento Depositato	$V (m^3)$	42	81	141	264
	Err. s. (m^3)	1	3	5	9
	Err. m. (m^3)	74	55	149	278
Sedimento Eroso	$V (m^3)$	-15	-26	-164	-205
	Err. s. (m^3)	0	2	5	7
	Err. m. (m^3)	74	55	149	278
Budget	$V (m^3)$	27	55	-23	59
	Err. s. (m^3)	1	3	6	10
	Err. m. (m^3)	74	55	149	278

Estate 2012

Anche l'estate 2012 è stata caratterizzata da scarse precipitazioni di elevata intensità, e durante tutto il periodo non sono stati monitorati eventi. I tassi di variazione morfologica e i volumi cumulati sono comparabili con quelli invernali, ma è evidente una maggiore dinamicità dell'alveo e una consistente evoluzione verso forme morfologiche stabili come primitivi step pool e rapide.

Il primo dato multitemporale su 2/3 del canale principale ha evidenziato un riproporsi delle dinamiche osservata a piccola scala, con un budget sostanzialmente nullo di sedimento.

Tab. 5-14: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio della stagione estiva 2012

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cumulata di evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Massima intensità oraria Evento (mm/h)*	Sottobacini Attivati - Area bagnata (m ²)				Volume in piazza di deposito (m ³)
	14-17/09/2012	163.6			4.1					

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1 h

Tab. 5-15: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti C, D, collettore principale e T.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media C	0.40	-0.13	0.12	-0.25	-0.21	0.14	0.41	0.11	0.07	0.27
Dev. St C	0.04	0.38	0.13	0.30	0.19	0.13	0.08	0.05	0.01	0.09
Max c	0.48	0.40	0.44	-0.03	0.00	0.33	0.55	0.17	0.09	0.48
Min C	0.34	-0.98	0.00	-0.98	-0.58	0.00	0.25	0.00	0.06	0.14
Media D	0.46	-0.10	0.25	-0.35	-0.32	0.29	3.35	0.72	0.47	1.61
Dev. St D	0.14	0.57	0.32	0.32	0.23	0.22	0.55	0.46	0.45	1.74
Max D	0.69	0.78	0.78	0.00	0.11	0.61	4.50	1.99	1.75	6.47
Min D	0.21	-0.87	0.00	-0.87	-0.70	0.01	2.40	0.45	0.25	0.70
Media coll	0.23	-0.08	0.31	-0.38	-0.33	0.29	4.91	0.81	0.51	2.54
Dev. St coll	0.08	0.58	0.35	0.45	0.20	0.18	1.66	0.44	0.32	2.08
Max coll	0.42	1.32	1.33	0.00	0.04	0.64	10.40	2.07	1.51	10.66
Min coll	0.11	-1.87	0.00	-2.17	-0.85	0.04	2.80	0.15	0.10	0.21
Media T	0.17	-0.35	0.16	-0.51	-0.40	0.28	4.66	0.68	0.41	1.90
Dev. St T	0.06	0.61	0.17	0.61	0.24	0.17	1.20	0.32	0.20	1.16
Max T	0.29	0.31	0.45	-0.09	-0.16	0.48	6.90	1.24	0.76	3.56
Min T	0.11	-1.87	0.00	-2.17	-0.85	0.04	2.90	0.15	0.10	0.21

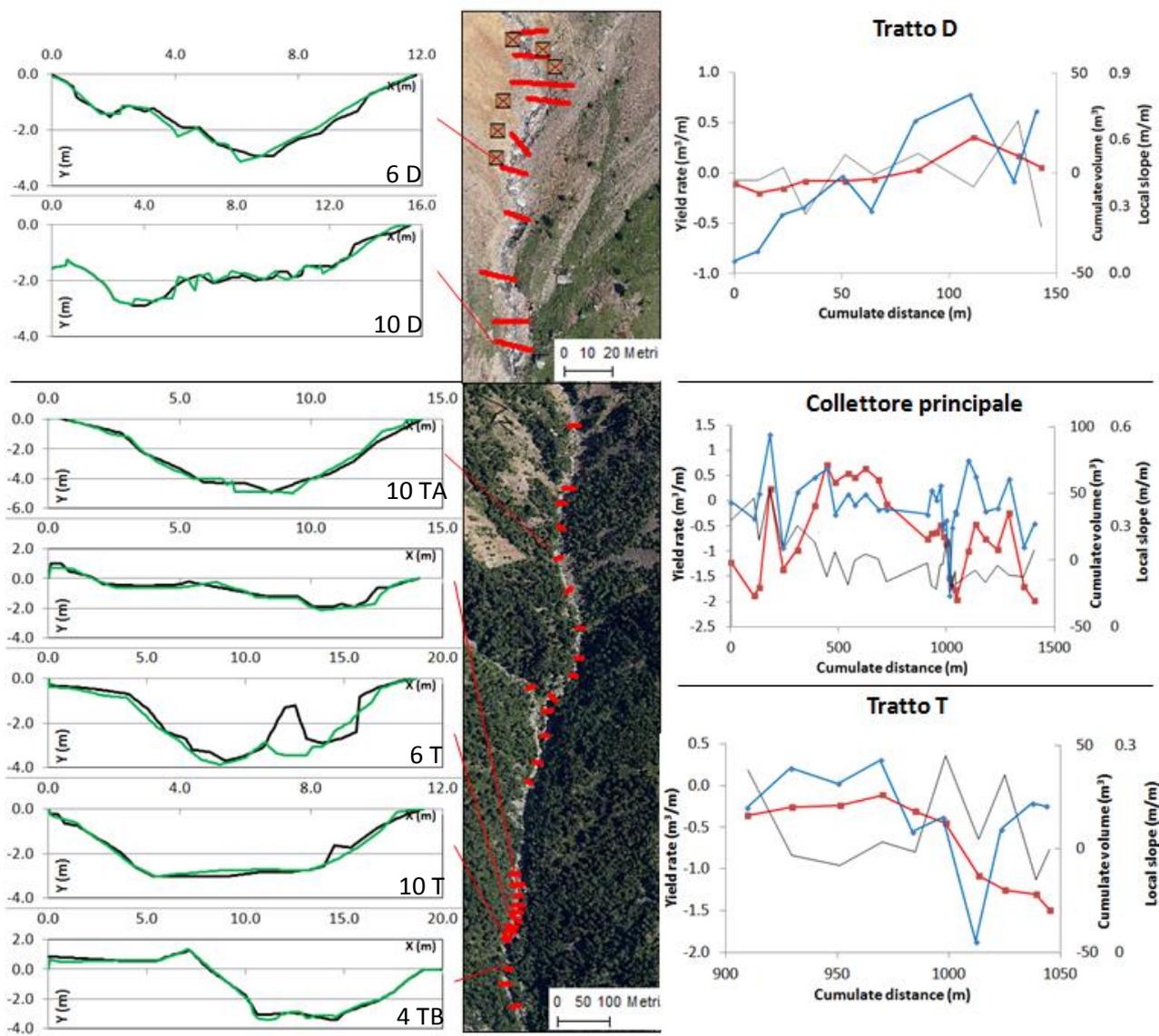


Fig. 5-11: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'estate 2012. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento ed in verde la sezione post-evento. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto.

Tab. 5-16: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.) e l'errore analitico massimo (Err. m).

		Tratto C	Tratto D	Collettore	Tratto Ta	Tratto T	Tratto Tb	Totale
Sedimento Depositato	$V (m^3)$	16	49	472	318	38	115	536
	Err. s. (m^3)	0	3	9	5	2	1	12
	Err. m (m^3)	74	56	818	436	160	222	949
Sedimento Eroso	$V (m^3)$	-42	-46	-501	-275	-110	-116	-589
	Err. s. (m^3)	1	2	6	3	3	0	9
	Err. m (m^3)	74	56	818	436	160	222	949
Budget	$V (m^3)$	-26	3	-30	42	-72	-1	-53
	Err. s. (m^3)	1	2	8	4	3	1	11
	Err. m (m^3)	74	56	818	436	160	222	949

Inverno 2012-2013

Per il terzo periodo consecutivo non sono stati misurati eventi di colata detritica. Tuttavia un evento di modesta intensità, probabilmente con trasporto solido di fondo, sembra aver interessato il canale principale appena prima delle nevicate di novembre, causando una forte deposizione in particolare nella parte centrale del collettore stesso. Il canale C risulta ormai rinverdito e stabilizzato, e non si sono più registrate variazioni misurabili. L'intero canale D è stato interessato da una valanga di elevata magnitudo, che ha coperto le sezioni per alcuni metri di spessore e sopra la quale si è accumulato sedimento anche di pezzatura importante probabilmente proveniente da una rock avalanche staccatasi al disgelo dalle pareti appena a monte. Per questo è stato possibile monitorare solo le sezioni dalla 8 alla 10.

Tab. 5-17: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio della stagione invernale 2012

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cumulata di evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Massima intensità oraria Evento (mm/h)*	Sottobacini Attivati - Area bagnata (m ²)				Volume in piazza di deposito (m ³)
	07-10/06/2013	112			6.2					

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1 h

Tab. 5-18: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti C, D, collettore principale e T. In questo rilievo le misure sul collettore principale coincidono con quelle relative al T.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media C	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dev. St C	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Max c	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Min C	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Media D	0.46	-0.01	0.18	-0.19	-0.20	0.19	1.77	0.30	0.17	0.75
Dev. St D	0.14	0.36	0.39	0.35	0.33	0.34	2.33	0.50	0.29	1.31
Max D	0.69	0.75	1.23	0.00	0.00	0.98	5.30	1.22	0.75	3.46
Min D	0.21	-0.79	0.00	-1.04	-0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Media coll	0.23	0.65	1.30	-0.64	-0.42	0.56	6.02	1.22	0.75	4.72
Dev. St coll	0.08	1.76	1.79	0.89	0.31	0.32	1.79	0.65	0.42	3.54
Max coll	0.42	6.37	7.41	0.00	-0.04	1.24	10.40	2.94	1.83	15.23
Min coll	0.11	-2.31	0.00	-4.06	-1.22	-0.06	2.90	0.14	0.07	0.04
Media T	0.17	0.80	1.05	-0.25	-0.33	0.54	5.21	0.86	0.54	3.08
Dev. St T	0.06	1.39	1.25	0.29	0.24	0.33	2.02	0.51	0.30	2.75
Max T	0.29	3.90	3.90	0.00	-0.04	0.96	9.20	1.73	0.95	8.55
Min T	0.11	-0.72	0.00	-0.91	-0.75	0.10	2.90	0.14	0.07	0.04

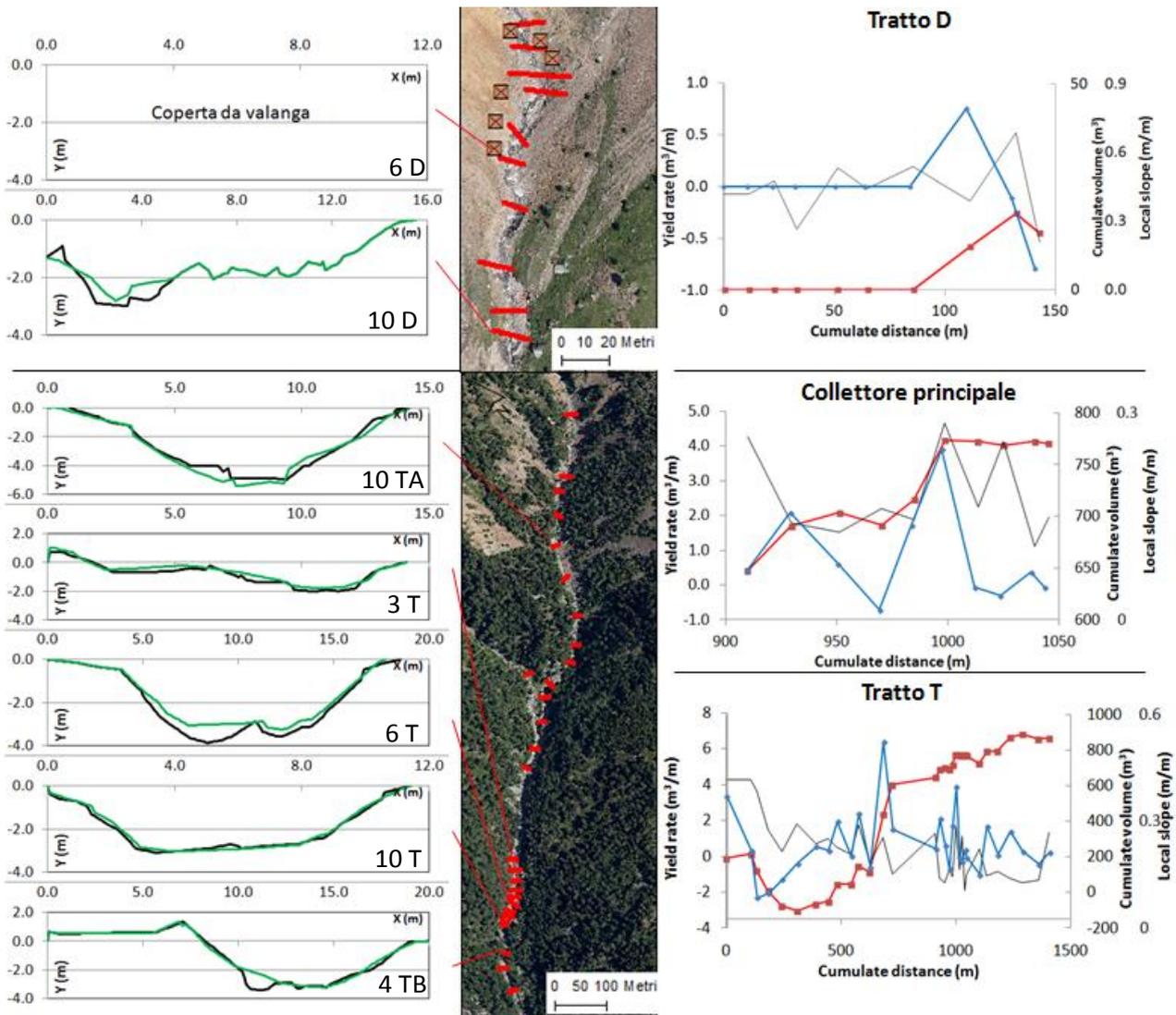


Fig. 5-12: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'estate 2012. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento ed in verde la sezione post-evento. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto.

Tab. 5-19: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.) e l'errore analitico massimo (Err. m.).

		Tratto C	Tratto D	Collettore	Tratto Ta	Tratto T	Tratto Tb	Totale
Sedimento Depositato	$V (m^3)$	0	39	1912	1436	246	230	1950
	Err. s. (m^3)	0	3	9	5	2	1	12
	Err. m. (m^3)	0	35	990	583	168	239	1026
Sedimento Eroso	$V (m^3)$	0	-25	-1044	-831	-81	-133	-1069
	Err. s. (m^3)	0	1	11	9	1	1	11
	Err. m. (m^3)	0	35	990	583	168	239	1026
Budget	$V (m^3)$	0	14	868	605	165	97	881
	Err. s. (m^3)	0	1	21	13	6	1	22
	Err. m. (m^3)	0	35	990	583	168	239	1026

Estate 2013, evento 3

L'ultimo rilievo è stato realizzato per monitorare l'evento del 18 luglio 2013, caratterizzato dalla magnitudo maggiore tra i 3 e dall'attivazione del collettore principale del Gadria e del sottobacino dell'Hintermitt, con area bagnata alla sezione di controllo maggiore di un terzo nel primo rispetto al secondo Tab. 5-20. L'evento è stato fortemente erosivo nel canale, con yield rate fino a quasi $14 \text{ m}^3/\text{m}$ e con una media sul collettore principale di circa $3 \text{ m}^3/\text{m}$. I tiranti nel tratto D sono arrivati a oltre i 3 metri, così come le profondità di scavo. Il tratto D ha visto il passaggio di una portata modesta, che si è aperta un canale nel nevaio residuo di valanga sulle prime tre sezioni a monte, mentre sulle altre 7 ha mostrato un'area bagnata media di circa 2 m^2 . Il tratto C è rimasto inerbito, col passaggio di una corrente liquida non misurabile (Tab. 5-21, Tab. 5-22, Fig. 5-13, Fig. 5-14). Per i fini dello studio erosivi, dalle evidenze geomorfiche in campo e dall'analisi delle riprese sembra che il contributo dell'Hintermitt si sia inserito sulla coda dell'evento principale

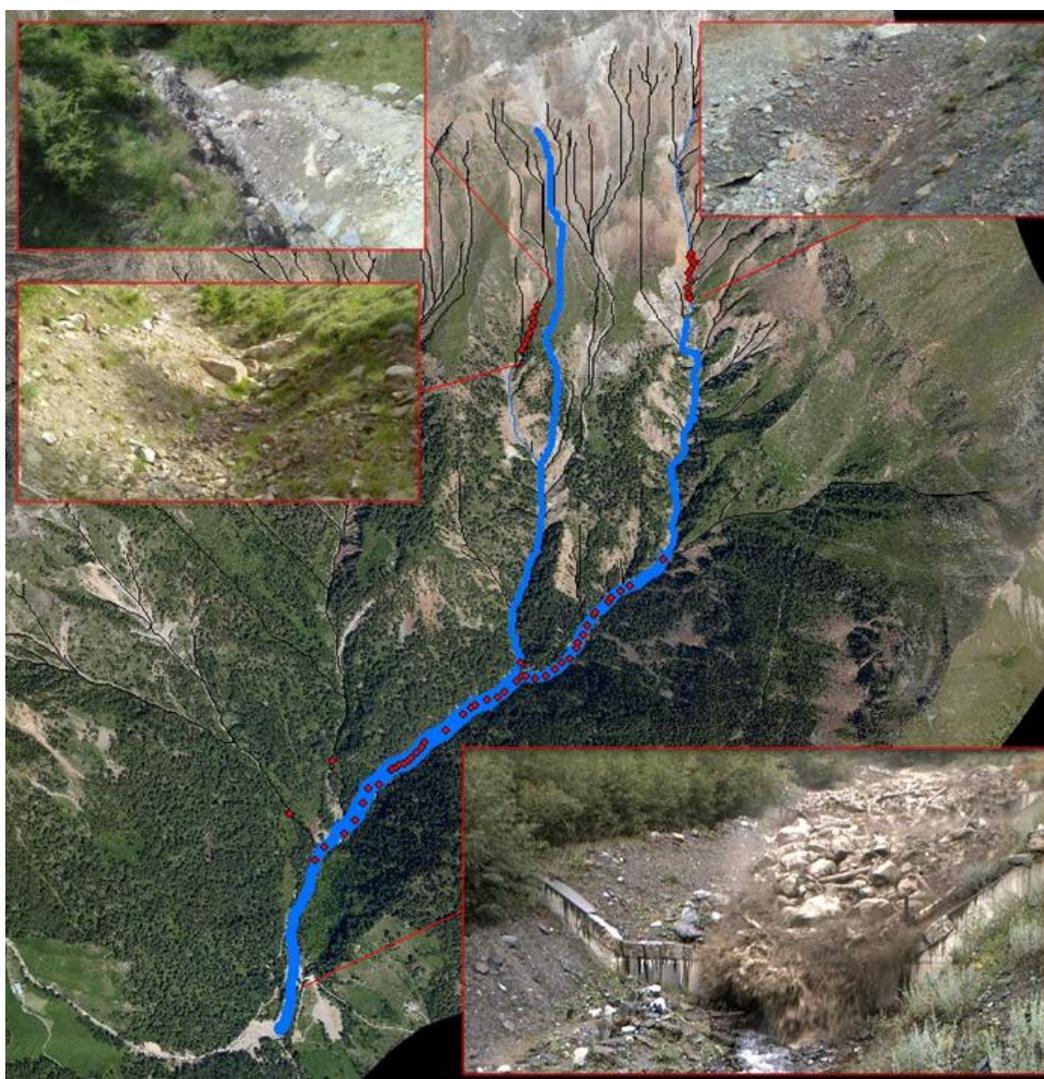


Fig. 5-13: Schema della colata detritica denominata evento 5.1. In rosso la disposizione delle sezioni di monitoraggio, in blu con spessore crescente una raffigurazione dell'intensità della colata detritica in termini di area bagnata in canale. Si evidenzia nelle immagini in alto a destra l'attivazione di un canale secondario dell'Hintermitt ma non del canale principale, in sinistra la presenza di un nevaio coperto da sedimenti, residuo di una valanga e di una rock avalanche, che testimonia l'innesco della colata a valle del tratto D. In basso un'immagine del fronte di colata presso la sezione di chiusura.

L'innesco della colata è stato identificato in una nicchia di distacco, stimata approssimativamente in 100-200 m³ in sinistra idrografica del collettore principale a circa 2150 metri di quota. La colata è diventata probabilmente subito erosiva, e nel tratto monitorato 680 metri a valle (a quota 1840) aveva già un'area bagnata di circa 13 m². Nel tratto monitorato la colata ha eroso 5200 m³, depositandone circa 900, con un bilancio finale di 4300 ± 1700 m³. Tali volumetrie sono state reperite in particolare prendendo in carico il sedimento che durante gli eventi a bassa magnitudo ed il periodo di trasporto precedente si era accumulato e auto organizzato lungo il canale, distruggendo ogni inizio di morfologia stabile. Oltre al volume stimato sulle sezioni si deve sommare il volume, non conteggiato, entrato in canale dalle frane superficiali dovute alle fori e numerose valanghe invernali erose al piede e quindi direttamente scivolato in canale e prese in carico dalla colata.

Tab. 5-20: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio e dell'evento 5.1. Si indicano anche i sottobacini attivati dall'evento e gli eventuali i metri cubi depositati in piazza di deposito ottenuti tramite DoD da dati TLS.

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cumulata di evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Massima intensità oraria Evento (mm/h)*	Sottobacini Attivati - Area bagnata (m ²)				Volume in piazza di deposito (m ³)
								H	G	
18/07/2013	27-29/07/2013	104.3	23.1	00:35	23.5 - 77.6			8.6	11.2	8130 ± 910

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1h - 15'

Tab. 5-21: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti C, D, collettore principale e T. In questo rilievo le misure sul collettore principale coincidono con quelle relative al T.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media C	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dev. St C	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Max c	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Min C	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Media D	0.46	0.68	0.81	-0.14	-0.12	0.43	3.26	0.81	0.42	2.17
Dev. St D	0.14	1.11	1.04	0.26	0.17	0.41	2.77	0.70	0.36	2.34
Max D	0.69	2.71	2.84	0.00	0.04	1.27	7.60	1.70	0.86	6.30
Min D	0.21	-0.73	0.00	-0.83	-0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Media coll	0.23	-3.14	0.57	-3.71	-1.10	0.39	12.02	2.90	1.75	19.34
Dev. St coll	0.08	3.39	0.81	3.11	0.59	0.25	4.00	0.63	0.52	7.36
Max coll	0.42	2.59	3.71	-0.23	-0.05	1.25	20.70	4.31	3.14	35.38
Min coll	0.11	-13.59	0.00	-13.79	-3.15	0.00	5.70	1.54	0.80	7.18
Media T	0.17	-3.53	0.37	-3.91	-1.07	0.33	14.84	2.88	1.64	22.72
Dev. St T	0.06	3.92	0.22	3.82	0.87	0.17	3.23	0.62	0.51	6.77
Max T	0.29	0.35	0.72	-0.23	-0.05	0.68	20.40	3.59	2.27	33.31
Min T	0.11	-13.59	0.11	-13.79	-3.15	0.10	11.40	1.80	0.80	9.95

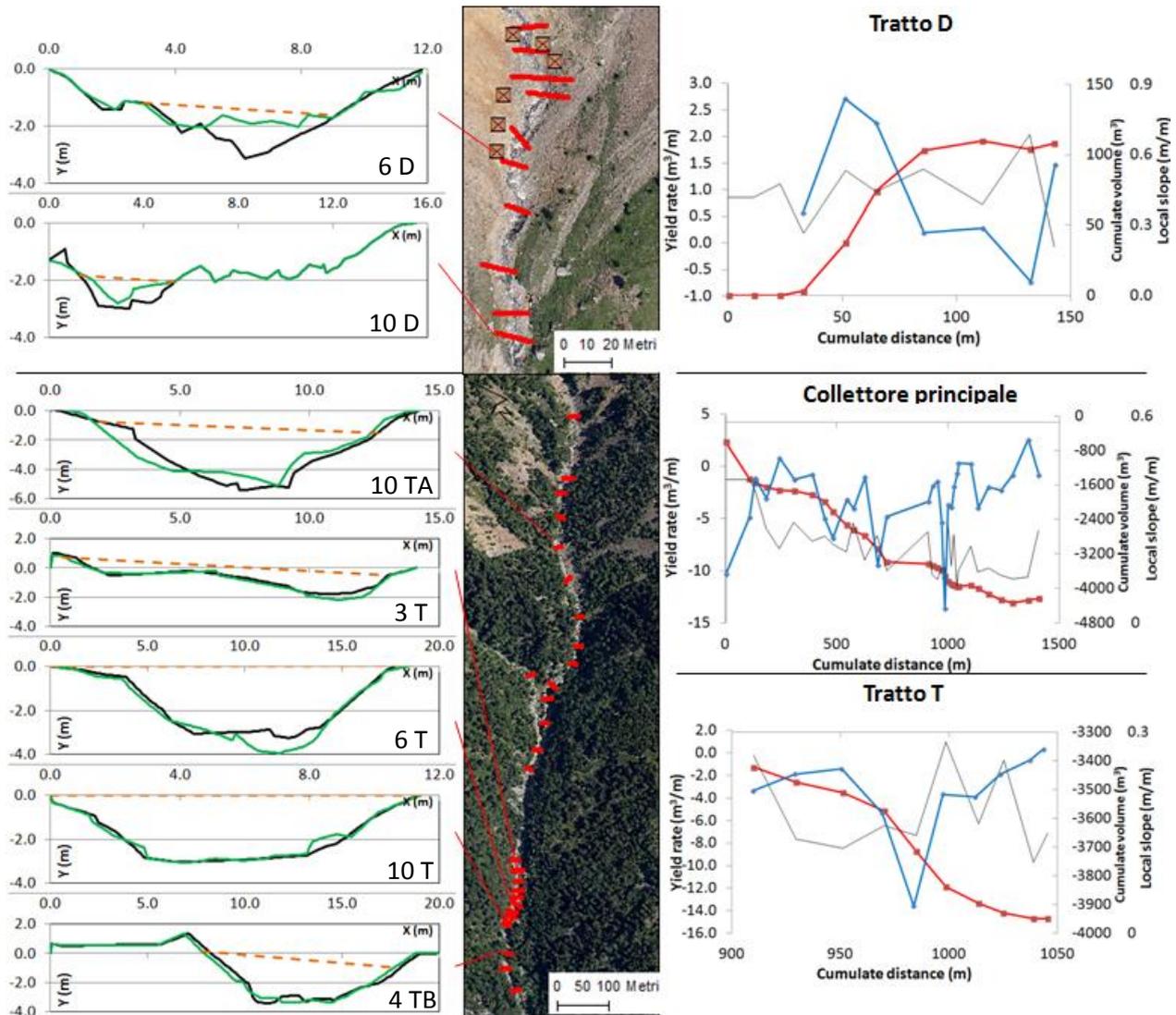


Fig. 5-14: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'evento 5.1. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento, in verde la sezione post-evento ed in linea tratteggiata ocra il livello di tirante massimo ricostruito. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto.

Tab. 5-22: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.) e l'errore analitico massimo (Err. m.).

		Tratto C	Tratto D	Collettore	Tratto Ta	Tratto T	Tratto Tb	Totale
Sedimento Depositato	$V (m^3)$	0	133	944	465	125	354	1076
	Err. s. (m^3)	0	3	9	5	2	1	12
	Err. m. (m^3)	0	58	1712	785	420	506	1770
Sedimento Eroso	$V (m^3)$	0	-25	-5280	-3691	-945	-644	-5305
	Err. s. (m^3)	0	1	64	40	21	3	65
	Err. m. (m^3)	0	58	1712	785	420	506	1770
Budget	$V (m^3)$	0	108	-4337	-3227	-820	-290	-4229
	Err. s. (m^3)	0	3	70	36	30	3	73
	Err. m. (m^3)	0	58	1712	785	420	506	1770

Oltre che tramite il budget volumetrico in canale grazie al sito di studio monitorato è stato possibile stimare il volume di evento con differenti metodi (Arattano et al, submit). Il volume è stato quindi stimato sia utilizzando uno studio degli idrogrammi risultanti da due idrometri posti a distanza nota, sia tramite differenza di due raster TLS derivati (DoD), sia attraverso il confronto di una nuvola di punti derivati da fotogrammetria post evento col la nuvola di punti da TLS pre evento. Il volume stoccato in piazza di deposito risulta essere, entro gli errori e con due metodi di stima concordi, di circa 8000 m³ (Fig. 5-15, Tab. 5-23). L'analisi del volume di evento fornisce idrogrammi di 9500 m³ ed è coerente con questa stima. Considerando che per la lunghezza di 1450 m su 2080 m di collettore principale e senza contare il sottobacino Hintermitt il budget volumetrico ha portato ad una stima di 4000 m³ si può affermare che almeno metà del volume di evento è dato da erosione in canale, e che plausibilmente l'erosione in canale ha fornito almeno i 2/3 del volume di colata.

Tab. 5-23: Volumi di evento stimati tramite differenti metodi di misura (modificata da Arattano et al, submit)

Metodo	Volume (m ³)	Errore (± m ³)
TLS+Photogrammetria	7870	740
DoD derivato da TLS	8130	910
Tramite due misuratori di livello (radar a distanza 80 m)	9500	/
Sediment budget in canale*	4340	1710

* la misura è effettuata sulla parte di reticolo accessibile, pari a 2/3 del collettore principale, non comprende il sottobacino Hintermitt.

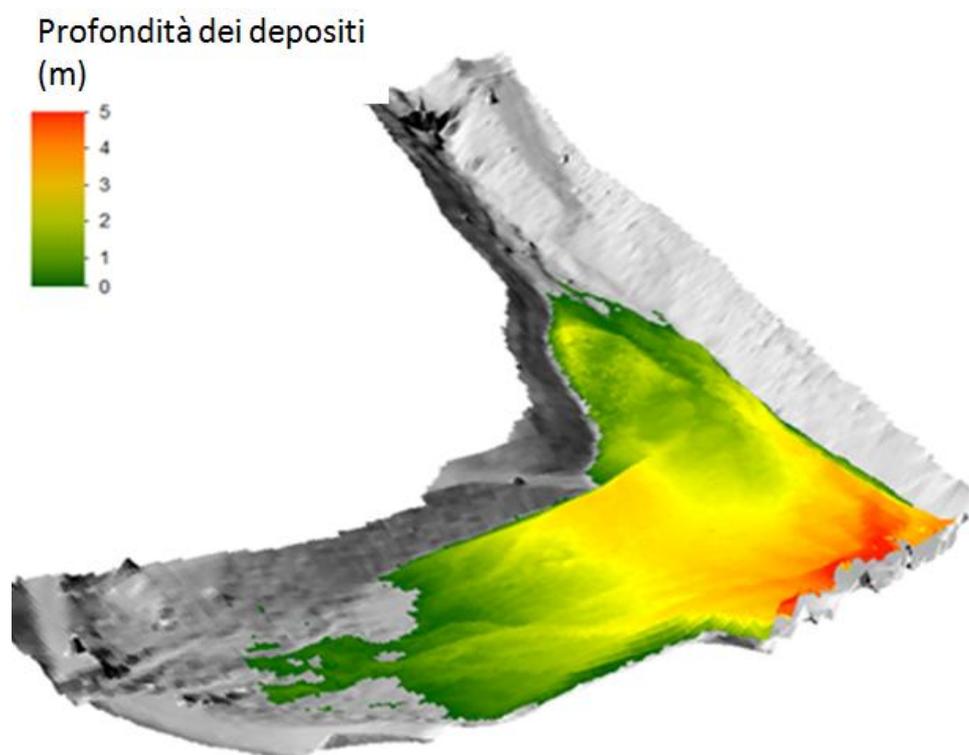


Fig. 5-15: Mappa dei depositi di sedimento nel bacino di deposito. L'errore è stato calcolato tramite il metodo di Weathon et al. (2010), con un minimum level of detection ed un errore pari a 0.21 m, stimato su superfici invarianti rispetto ai due rilievi.

La capacità di trasporto dell'evento 2013 è stata analizzata anche tramite lo spostamento di massi di cubatura metrica e di tronchi interi depositati in alveo da eventi precedenti.

Il masso in Fig. 5-16, di diametro medio di circa 1.8 m, è stato mobilizzato da una briglia in sezione 6 T rimanendo sul fronte per circa 950 metri fino ad essere depositato in piazza di deposito.

All'opposto, due tronchi depositati dall'evento 1 tra le sezioni 3 e 5 si sono arrestati dopo brevi percorsi (Fig. 5-16):

- Il tronco A, di lunghezza 23 m, diametro minimo 24 e massimo 37 cm, con primi tratti di rami, corteccia e una parte dell'apparato radicale, è stato espulso dal fronte e si è arrestato all'estradosso di una curva su di un argine in destra idrografica 120 metri circa a valle del punto di partenza, completamente scortecciato, sramato e notevolmente depezzato.

- Il tronco B, di lunghezza 15 m, diametro minimo 23 e massimo 27 cm, è stato depositato in destra idrografica 250 metri a valle del punto di presa in carico, scortecciato ma non considerevolmente depezzato.



Fig. 5-16: Movimentazione del masso in sezione 6 T e deposito dello stesso al fronte della colata in piazza di deposito.



Fig. 5-17: Localizzazione pre evento 3 dei tronchi monitorati e condizioni di arresto del tronco A (in alto a destra) e del tronco B (in alto a sinistra).

5.1.4. Sediment budget in area sorgente

I rilievi sulle sediment trap hanno portato alla determinazione dei volumi e dei pesi mobilizzati dalle aree sorgente direttamente connesse al reticolo, per comodità di rappresentazione espressi all'anno e all'ettaro. Si può notare come, nonostante vi sia una buona variabilità nei rilievi, la deviazione standard non superi mai il valore rilevato. Purtroppo l'inverno 2011/2012 sul Gadria, probabilmente per valanghe, ha causato l'asportazione di tutte le sediment trap installate, che sono state rilocate nelle posizioni del primo rilievo dell'anno 2012. La valanga ad elevata magnitudo e le condizioni di copertura nevosa pressochè per tutta l'estate hanno causato l'abbandono del monitoraggio nel corso del 2013. E' interessante notare come la variabilità tra i rilievi mostrati sia dello stesso ordine della variabilità del rilievo per sediment trap, e come queste abbiano una propria caratteristica "ricarica" che mantengono anche al variare dell'intensità della produzione di sedimento, come si può notare passando dalle misure del primo a quelle del secondo anno (Fig. 5-18, Tab. 5-24).

Tab. 5-24. Stima degli apporti di sedimento alle sediment trap espressi in volume all'anno all'ettaro e in tonnellate all'anno all'ettaro. Le fallanze nelle celle corrispondono a ribaltamenti o sotterramenti delle sediment trap tra i rilievi. Il rilievo 2, non presente nelle sezione, corrisponde ad un rilievo di controllo effettuato occasionalmente e che ha mostrato la non necessità di un nuovo rilievo sulle sezioni. Il rilievo è riportato all'anno normalizzando il valore sui giorni che intercorrono tra quello di misura ed il precedente, e all'ettaro normalizzando il dato della misura sulla superficie dell'area sorgente a monte della trap.

	m ³ /ha/anno					
	Trap1	Trap2	Trap3	Trap4	Trap5	Trap6
Evento1	45.8	47.9		74.0	39.2	14.7
Evento 2	94.6		91.0	70.1	32.5	23.2
Inverno 2011/2012						
Rilievo 1	56.2	174.8	129.0	76.8	12.4	32.9
Rilievo 2	58.6	53.2	129.0	125.4	12.4	17.7
Media	63.8	91.9	116.3	86.6	24.1	22.1
Dev. St.	21.3	71.8	22.0	26.0	13.8	8.0

	t/ha/anno					
	Trap1	Trap2	Trap3	Trap4	Trap5	Trap6
Evento1	120	120		190	100	40
Evento 2	250		240	180	80	60
Inverno 2011/2012						
Rilievo 1	150	450	340	200	30	90
Rilievo 2	150	140	230	330	30	50
Media	168	237	270	225	60	60
Dev. St.	57	185	61	71	36	22

Si nota inoltre che il 2012, senza alcuna colata rilevata, è stata invece un'estate molto produttiva anche dal punto di vista del sedimento dalle aree sorgente, con un vistoso incremento nei valori rilevati. E' da indagare se il tipo e la quantità di precipitazione abbia influenze differenti sull'innescò delle colate detritiche e sulla mobilitazione del sedimento in area sorgente. Risulta necessario su questi dati un confronto con i dati bibliografici di riferimento, ed un'analisi sulla correlazione con le piogge locali e con le variabili morfologiche come la pendenza. Non si evidenziano influenze significative ne con la pendenza della sponda sopra le sediment trap ne con i dati pluviometrici, sia considerando le cumulate di pioggia sia se si considerano le massime intensità orarie (Fig. 5-19).

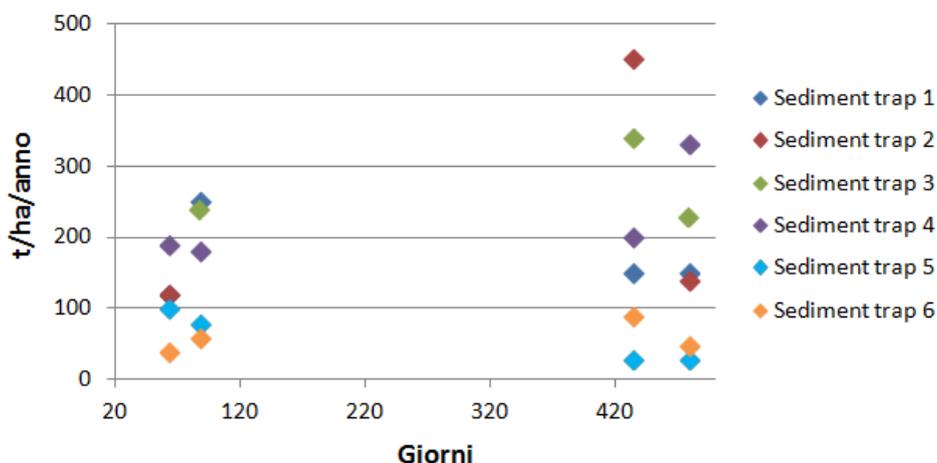


Fig. 5-18. Andamento dell'apporto di sedimento normalizzato sull'anno e sull'ettaro alle sediment trap nei diversi rilievi effettuati. Il rilievo è riportato all'anno normalizzando il valore sui giorni che intercorrono tra quello di misura ed il precedente, e all'ettaro normalizzando il dato della misura sulla superficie dell'area sorgente a monte della trap.

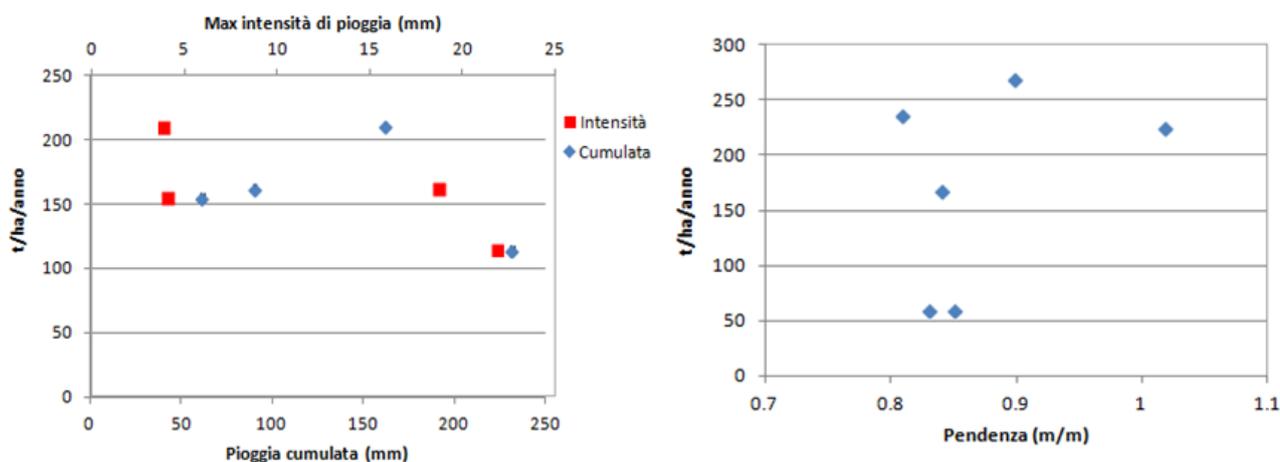


Fig. 5-19: a destra media del sedimento prodotto da tutte le sediment trap ad ogni rilievo, plottato con la pioggia cumulata e la massima intensità di pioggia oraria misurate nel periodo precedente il rilievo. A sinistra la media della produzione di sedimento di ogni sediment trap plottata con la pendenza dell'area sorgente di sponda a monte

5.2. Rudan

5.2.1. Stime Geomorfiche

D'Agostino et al. (2002) e D'Agostino e Marchi (2003) riportano per il torrente Rudan una stima del volume erodibile di 67 000 m³ e un volume potenzialmente disponibile di 649 500 m³, su di una lunghezza del reticolo erodibile di 2.9 Km e con un tasso di disponibilità medio di 22.9 m³/m.

5.2.2. Rilievi multitemporali e DoD

I rilievi sul torrente Rudan sono iniziati con la campagna di installazione della strumentazione dal 9 al 13 maggio 2011. La situazione di partenza del canale era conseguente alla rettifica fatta eseguire nel 2009 dal commissario prefettizio a protezione dell'avulsione in destra a quota 1400, e si aveva quindi un primo tratto (N), a canale largo, indefinito, ad alta pendenza per le prime 4 sezioni, che si andava a restringere poi a un canale di larghezza di circa 6 metri nelle successive 4. A valle di questo primo tratto a maggio 2011 vi era un accenno di canale in una fitta muggheta, che non ha permesso di dare continuità al rilievo. Il canale è stato aperto dall'evento 1 nell'ottobre 2011, e a conseguenza di questo dal primo rilievo 2012 si ha una continuità di monitoraggio tra i tratti di canale di neoformazione N (8 sezioni), Nn (4 sezioni) e C (5 sezioni), caratterizzato da alveo largo, pendenze di circa il 30% abbastanza costanti e sponde basse. I tratti di neoformazione sono in continuità di monitoraggio anche con il tratto B (8 sezioni) in cui il torrente Rudan torna nella sua sede pre 2009. Dall'evento 4 del 2013 (Fig. 5-20) a causa dell'erosione di una parte della sponda destra del tratto C, la sezione 5 C è stata allargata fino a comprendere anche l'alveo pre 2009. Le variazioni di pendenza, forma e confinamento delle sezioni sono molto diverse, e la caratteristica di essere un alveo in evoluzione in 3 dei 4 tratti monitorati ne fanno un caso di studio molto interessante.

Sul torrente Rudan sono stati monitorati quattro eventi, due estivi, uno autunnale ed uno invernale. I primi tre sono stati monitorati non appena le condizioni logistiche lo hanno permesso e comunque non dopo piogge o temporali rilevanti, l'ultimo evento, a dicembre 2012, si è verificato pochi giorni prima di un'importante nevicata, che non ha più permesso il monitoraggio del sito. Al disgelo 2013 si è provveduto a misurare le sezioni in più riprese durante il mese di giugno, seguendo verso l'alto lo scioglimento nivale delle valanghe accumulate in canale ed in modo da sovrapporre il meno possibile l'effetto del disgelo con quello dell'evento di dicembre. La sezione 5 inizio luglio era ancora coperta da circa 1.5 m di neve da valanga, e non è quindi stato possibile effettuare alcuna misura. Riguardo alla magnitudo, paiono essere di intensità comparabile, salvo l'ultimo che in particolare per gli effetti morfologici che ha sembra risultato essere quello volumetricamente più severo.

Di seguito sono riportati i rilievi multi temporali con i relativi dati pluviometrici e geomorfici (Fig. 5-20):

- 27-29 giugno 2011: monitoraggio condizioni zona sperimentale e rilievo sediment trap;
- 3-5 agosto 2011: monitoraggio cambiamenti estivi 2011;

- 3-5 novembre 2011: rilievo evento 1;
- 10-14 giugno 2012: rilievo cambiamenti inverno 2011-2012;
- 25-27 luglio 2012: rilievo evento 2;
- 20-22 ottobre 2012: monitoraggio evento 3;
- 4-6, 17-18 giugno 2013: monitoraggio evento 4 - inverno 2012-2013;

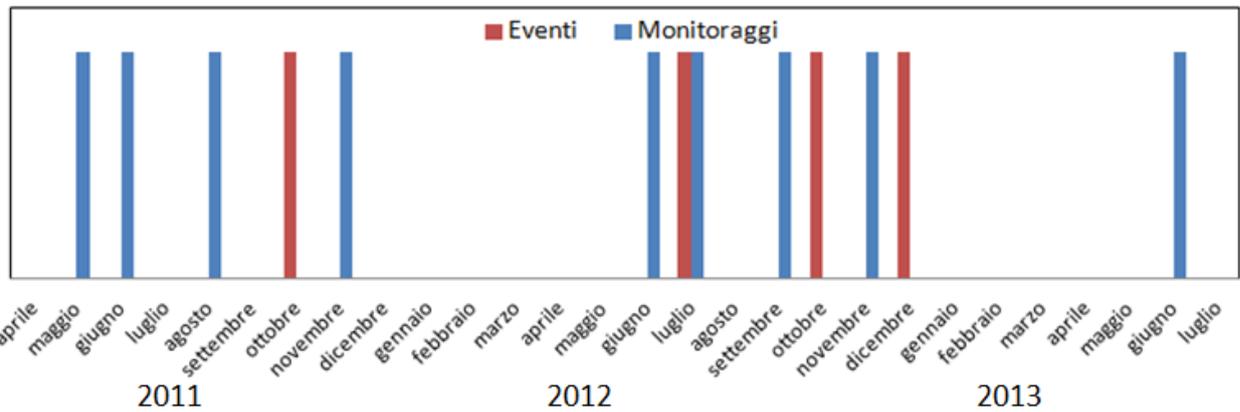


Fig. 5-20: Sintesi grafica dei monitoraggi (in blu) e degli eventi (in rosso) rilevati nel rio Rudan durante il monitoraggio.

Estate 2011

L'estate 2011 non ha portato a fenomeni temporaleschi intensi tali da innescare colate detritiche sul torrente Rudan. Le variazioni morfologiche, seppur presenti, sono state a bilancio pressoché nullo in tutti i tratti monitorati, con una dinamica di migrazione lenta e moderata del sedimento verso valle e un generale riarrangiamento sulle e tra le sezioni, le portate di morbida hanno mostrato in questo periodo di poter mobilitare solamente diametri inferiori al D_{50} .

Tab. 5-25: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio e dell'estate 2011.

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cum. evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Max int. oraria Evento (mm/h)*
	27-29 /06/2011	473.6			12.6

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1 h

Tab. 5-26: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti N, Nn, C, B e sul totale del tratto monitorato. Il tratto Nn non è stato monitorato in questo rilievo.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media N	0.42	-0.23	0.18	-0.41	-0.43	0.30	3.61	0.43	0.25	0.98
Dev. St N	0.13	0.51	0.16	0.38	0.37	0.13	1.91	0.30	0.18	1.08
Max N	0.54	0.37	0.39	0.00	0.04	0.51	6.40	0.87	0.51	3.14
Min N	0.17	-0.97	0.00	-1.03	-1.10	0.15	1.30	0.09	0.03	0.14
Media Nn										
Dev. Nn										
Max Nn										
Min Nn										
Media C	0.32	-0.30	0.17	-0.47	-0.36	0.20	4.50	0.47	0.25	1.22
Dev. St C	0.03	0.90	0.21	0.80	0.35	0.12	2.35	0.39	0.19	1.05
Max C	0.38	0.38	0.42	0.00	-0.05	0.36	6.70	0.99	0.46	2.34
Min C	0.30	-1.89	0.00	-1.89	-0.93	0.04	1.80	0.00	0.00	0.00
Media B	0.30	0.34	1.02	-0.69	-0.47	0.61	7.33	0.73	0.35	3.02
Dev. St B	0.09	1.24	0.80	0.81	0.34	0.34	2.74	0.51	0.19	4.13
Max B	0.48	2.17	2.17	0.00	0.11	1.08	12.00	1.88	0.66	12.26
Min B	0.20	-1.30	0.13	-2.54	-0.84	0.18	4.20	0.38	0.16	0.13
Media Tot.	0.32	-0.03	0.50	-0.53	-0.43	0.39	5.24	0.55	0.28	1.82
Dev. St Tot.	0.11	0.94	0.65	0.65	0.34	0.28	2.82	0.41	0.19	2.75
Max Tot.	0.54	2.17	2.17	0.00	0.11	1.08	12.00	1.88	0.66	12.26
Min Tot.	0.06	-1.89	0.00	-2.54	-1.10	0.04	1.30	0.00	0.00	0.00

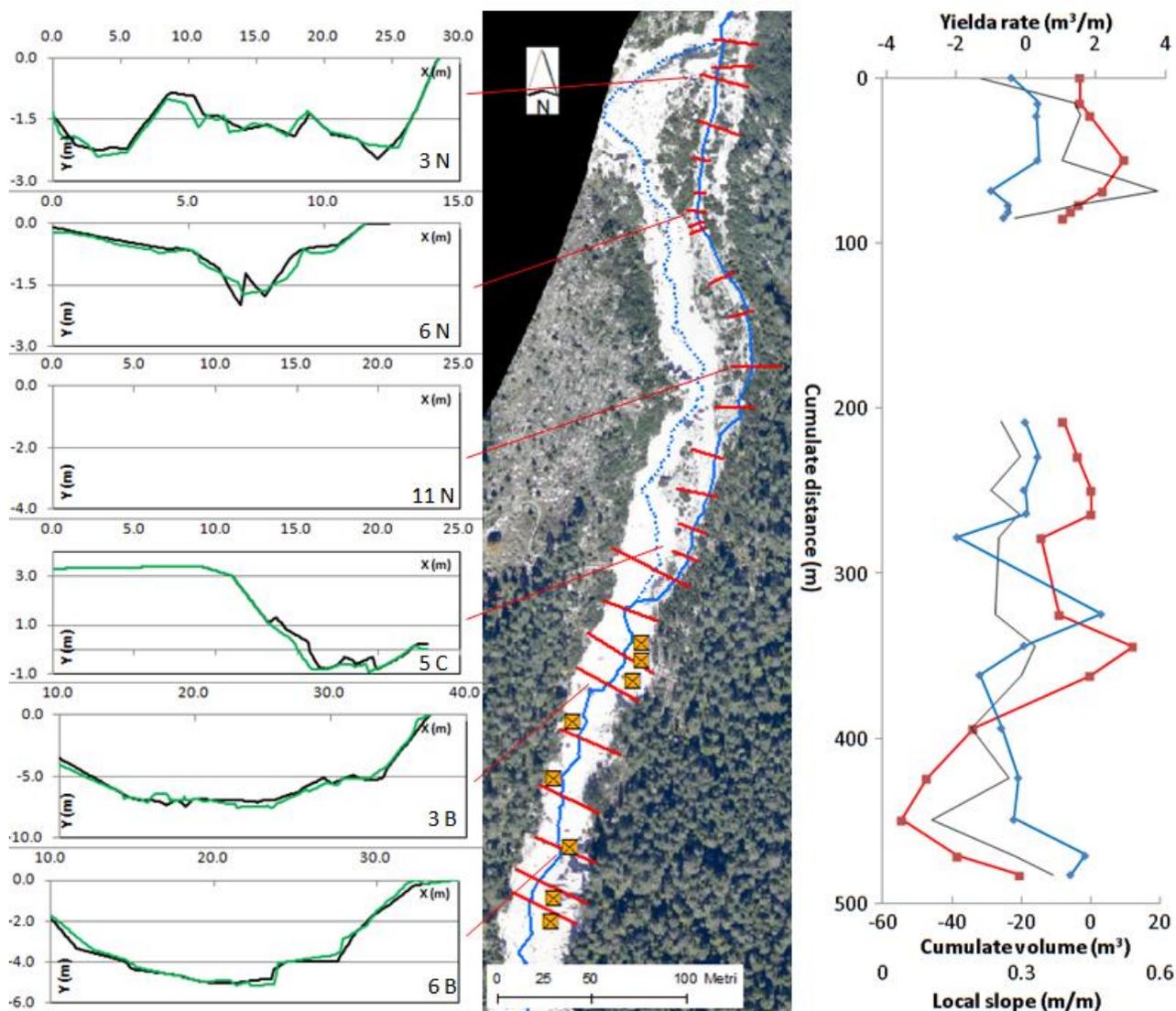


Fig. 5-21: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'estate 2011. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento ed in verde la sezione post-evento. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto. Il tratto Nn non è stato monitorato in questo rilievo.

Tab. 5-27: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.), e l'errore analitico massimo (Err. m). Il tratto Nn non è stato monitorato in questo rilievo.

		Tratto N	Tratto C	Tratto B	Totale
Sedimento Depositato	$V (m^3)$	23	16	182	221
	Err. s. (m^3)	1	1	6	8
	Err. m (m^3)	39	61	130	230
Sedimento Eroso	$V (m^3)$	-36	-68	-142	-245
	Err. s. (m^3)	1	4	6	11
	Err. m (m^3)	39	61	130	230
Budget	$V (m^3)$	-13	-51	41	-24
	Err. s. (m^3)	2	4	6	11
	Err. m (m^3)	39	61	130	230

Estate 2011, evento 1

Il primo evento monitorato sul rio Rudan si è verificato il 7 ottobre, conseguente ad un temporale abbastanza prolungato ma di intensità moderata. L'evento ha approfondito il tratto N e di fatto costituito il canale Nn, che sarà poi monitorato dal 2012. La colata, caricata del materiale dei due tratti precedenti è di fatto passata in equilibrio tra erosione e deposizione nel tratto C, ed è stata prevalentemente deposizionale nel tratto B, probabilmente a causa dell'abbassamento della pendenza e dell'allargamento del canale attivo. All'inizio del tratto B la colata ha mostrato segni di autoconfinamento strutturando argini da colata all'interno del canale pre 2009.

Tab. 5-28: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio e dell'estate 2011 per l'evento 1.

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cum. evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Max int. oraria Evento (mm/h)*
07/10/2011	3-5/ 11/2011	288.2	40.8	03:30	20.2 - 30.4

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1 h - 15'

Tab. 5-29: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti N, Nn, C, B e sul totale del tratto monitorato. Il tratto Nn non è stato monitorato in questo rilievo.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media N	0.42	-3.11	1.05	-4.16	-1.01	0.48	10.64	1.29	0.67	4.87
Dev. St N	0.13	2.01	1.63	1.82	0.41	0.36	5.83	0.35	0.31	1.54
Max N	0.54	-0.95	4.86	-2.14	-0.43	1.14	20.70	1.68	1.39	7.62
Min N	0.17	-6.48	0.00	-6.48	-1.70	0.07	5.60	0.76	0.35	2.82
Media Nn	0.28									
Dev. Nn	0.17									
Max Nn	0.44									
Min Nn	0.06									
Media C	0.32	-0.06	2.19	-2.25	-0.58	0.75	9.90	1.36	0.67	6.79
Dev. St C	0.03	5.64	4.00	2.61	0.40	0.76	3.51	0.67	0.41	5.66
Max C	0.38	9.32	9.32	0.00	-0.09	2.10	14.70	2.38	1.34	14.18
Min C	0.30	-5.96	0.07	-6.74	-1.18	0.23	6.40	0.80	0.32	2.00
Media B	0.30	3.14	5.18	-2.05	-0.68	1.17	14.48	1.91	1.11	18.67
Dev. St B	0.09	6.31	5.33	1.97	0.28	0.87	5.52	1.22	0.76	16.76
Max B	0.48	14.06	14.31	-0.25	-0.33	2.70	22.60	3.86	2.31	40.28
Min B	0.20	-3.26	0.00	-5.19	-1.10	0.13	8.00	0.60	0.20	1.26
Media Tot.	0.32	-0.01	2.89	-2.90	-0.78	0.81	11.92	1.54	0.84	10.59
Dev. St Tot.	0.11	5.43	4.20	2.22	0.39	0.72	5.41	0.86	0.57	12.18
Max Tot.	0.54	14.06	14.31	0.00	-0.09	2.70	22.60	3.86	2.31	40.28
Min Tot.	0.06	-6.48	0.00	-6.74	-1.70	0.07	5.60	0.60	0.20	1.26

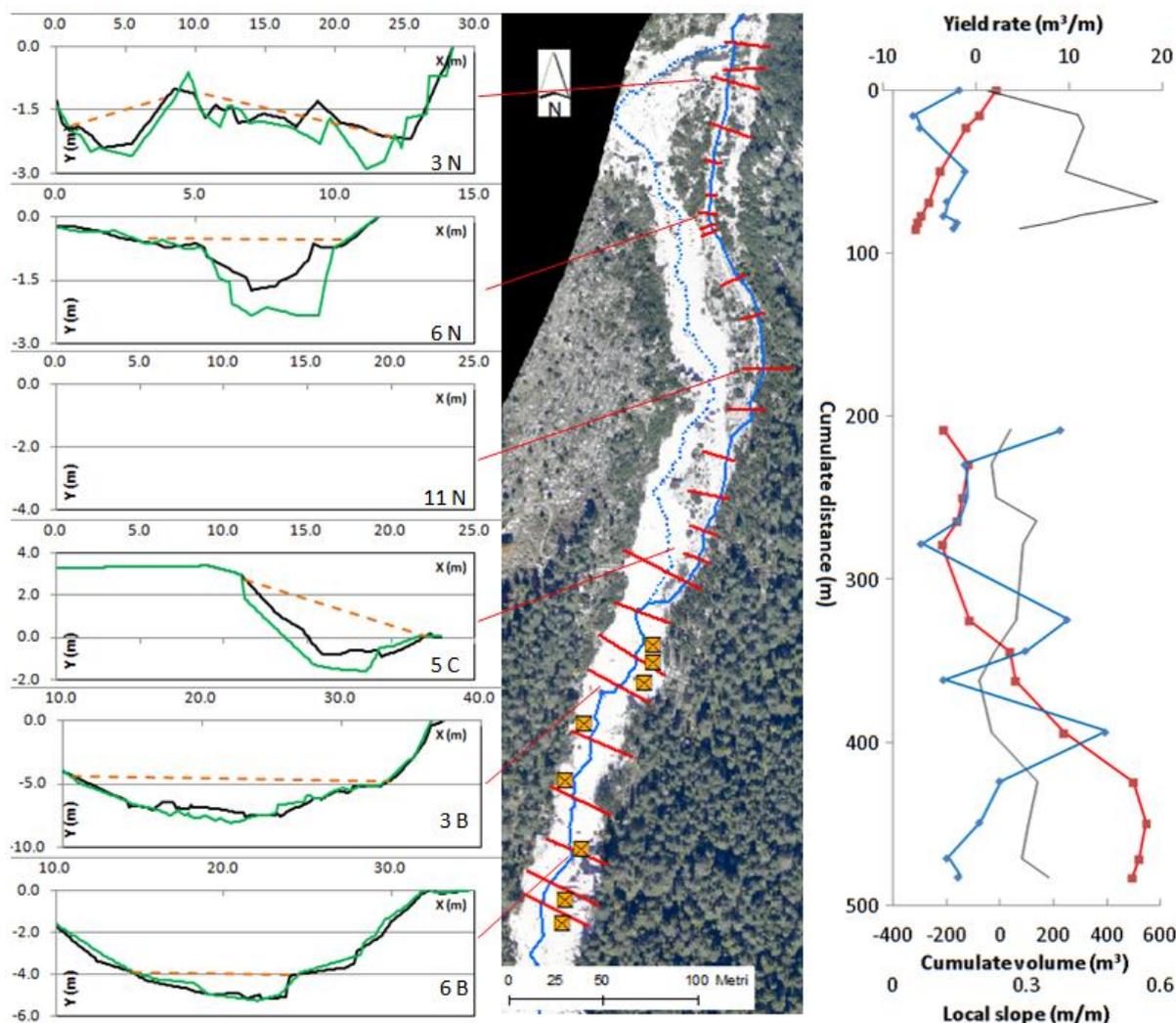


Fig. 5-22: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'evento 1. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento, in verde la sezione post-evento ed in linea tratteggiata ocra il livello di tirante massimo ricostruito. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto. Il tratto Nn non è stato monitorato in questo rilievo.

Tab. 5-30: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.), e l'errore analitico massimo (Err. m). Il tratto Nn non è stato monitorato in questo rilievo.

		Tratto N	Tratto C	Tratto B	Totale
Sedimento Depositato	V (m ³)	103	276	1192	1572
	Err. s. (m ³)	3	8	34	45
	Err. m (m ³)	147	127	263	536
Sedimento Eroso	V (m ³)	-434	-296	-343	-1073
	Err. s. (m ³)	18	15	14	47
	Err. m (m ³)	147	127	263	536
Budget	V (m ³)	-331	-19	849	499
	Err. s. (m ³)	15	20	33	68
	Err. m (m ³)	147	127	263	536

Inverno 2011-2012

Dopo l'evento 1 si sono verificate all'inizio dell'inverno due condizioni: l'accumulo di materiale sciolto e fine nel tratto B e la destabilizzazione delle ultime sezioni del tratto C, in particolare riguardo alle sponde. Insieme ad un inverno piovoso, anche con discrete intensità orarie, tali condizioni hanno portato ad importanti fenomeni erosivi a carico in particolare dei tratti C e B, talvolta confrontabili con valori di piccoli eventi quanto a profondità del flusso e tassi di erosione.

Tab. 5-31: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio e dell'inverno 2011-2012.

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cum. evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Max int. oraria Evento (mm/h)*
	10-14/06/2012	521.4			8.4

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1h

Tab. 5-32: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti N, Nn, C, B e sul totale del tratto monitorato. Il tratto Nn non è stato monitorato in questo rilievo.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media N	0.42	0.38	0.83	-0.45	-0.50	0.43	6.84	0.97	0.59	3.21
Dev. St N	0.13	1.08	1.06	0.38	0.33	0.33	2.85	0.44	0.31	1.59
Max N	0.54	2.82	2.82	0.00	-0.01	1.02	11.80	1.53	0.98	5.30
Min N	0.17	-0.46	0.00	-1.22	-0.99	0.09	4.10	0.26	0.16	0.58
Media Nn	0.28									
Dev. Nn	0.17									
Max Nn	0.44									
Min Nn	0.06									
Media C	0.32	-0.77	0.34	-1.11	-0.56	0.29	6.16	1.13	0.67	4.55
Dev. St C	0.03	1.84	0.22	1.89	0.64	0.12	3.74	0.81	0.56	5.85
Max C	0.38	0.43	0.58	-0.03	-0.17	0.42	10.80	2.54	1.66	14.91
Min C	0.30	-4.03	0.02	-4.44	-1.70	0.12	3.10	0.62	0.36	1.10
Media B	0.30	-1.09	0.46	-1.55	-0.67	0.29	7.24	1.00	0.59	5.56
Dev. St B	0.09	1.74	0.55	1.68	0.41	0.29	3.66	0.68	0.47	6.55
Max B	0.48	0.40	1.65	-0.05	-0.17	0.57	13.00	2.13	1.34	17.28
Min B	0.20	-4.55	0.00	-4.55	-1.31	-0.28	1.90	0.09	0.05	0.09
Media Tot.	0.32	-0.46	0.57	-1.03	-0.58	0.34	6.83	1.02	0.61	4.42
Dev. St Tot.	0.11	1.61	0.75	1.41	0.43	0.27	3.24	0.61	0.42	4.89
Max Tot.	0.54	2.82	2.82	0.00	-0.01	1.02	13.00	2.54	1.66	17.28
Min Tot.	0.06	-4.55	0.00	-4.55	-1.70	-0.28	1.90	0.09	0.05	0.09

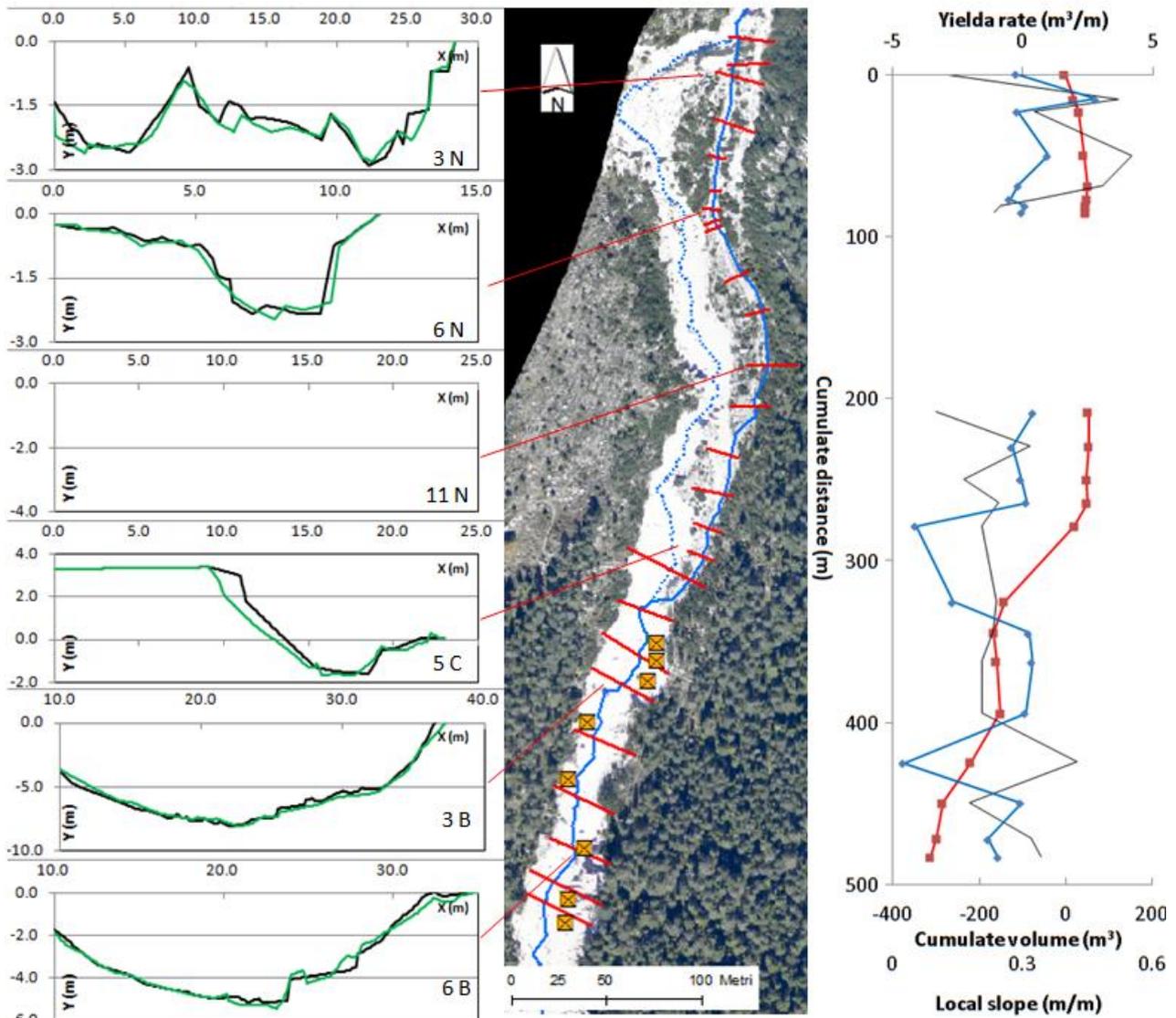


Fig. 5-23: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'estate 2011. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento ed in verde la sezione post-evento. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto. Il tratto Nn non è stato monitorato in questo rilievo.

Tab. 5-33: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.), e l'errore analitico massimo (Err. m). Il tratto Nn non è stato monitorato in questo rilievo.

		Tratto N	Tratto C	Tratto B	Totale
Sedimento Depositato	V (m ³)	109	41	77	227
	Err. s. (m ³)	5	2	3	9
	Err. m (m ³)	92	90	119	301
Sedimento Eroso	V (m ³)	-59	-165	-312	-535
	Err. s. (m ³)	2	9	9	19
	Err. m (m ³)	92	90	119	301
Budget	V (m ³)	49	-123	-234	-308
	Err. s. (m ³)	3	8	8	19
	Err. m (m ³)	92	90	119	301

Estate 2012, evento 2

L'evento estivo del 2012 è stato innescato da un temporale di media durata ed intensità, ed ha portato all'accumulo di circa 1000 m³ di sedimento nella piazza di deposito della nuova briglia filtrante in località Peaio, a 400 metri dalla confluenza con il torrente Boite. L'evento è stato fortemente erosivo, con modeste altezze di flusso ma importanti sediment yield rate. La colata è rimasta sostanzialmente in equilibrio nei tratti N ed Nn, mentre a carico dei tratti C e B ha portato ad importanti erosioni localizzate. L'allargamento nel tratto B, come nel precedente evento, favorisce la deposizione di una parte importante del materiale ed il dissipamento della capacità erosiva della colata.

Tab. 5-34: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio e dell'estate 2012 per l'evento 2.

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cum. evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Max int. oraria Evento (mm/h)*
14/07/2012	25-27/07/2012	202.6	35	03:15	16.4 - 36

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1h - 15'

Tab. 5-35: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti N, Nn, C, B e sul totale del tratto monitorato.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media N	0.42	0.07	1.65	-1.58	-0.95	0.53	11.55	1.54	0.80	9.02
Dev. St N	0.13	2.13	1.74	1.57	0.65	0.28	6.69	0.60	0.35	5.15
Max N	0.54	4.79	5.17	-0.03	-0.14	0.90	22.10	1.99	1.20	16.92
Min N	0.17	-2.09	0.03	-4.39	-1.80	0.14	3.10	0.23	0.09	0.17
Media Nn	0.28	0.19	1.88	-1.69	-0.76	0.63	13.23	1.97	1.00	12.39
Dev. Nn	0.17	1.23	1.06	1.13	0.42	0.14	3.99	0.33	0.29	5.81
Max Nn	0.44	1.67	3.22	-0.55	-0.30	0.83	18.50	2.31	1.31	18.39
Min Nn	0.06	-1.34	1.00	-2.92	-1.23	0.53	9.80	1.62	0.62	6.44
Media C	0.32	-4.93	0.73	-5.65	-1.21	0.46	9.38	1.37	0.79	6.99
Dev. St C	0.03	9.12	0.74	8.66	1.15	0.42	3.56	0.65	0.37	4.98
Max C	0.38	1.45	1.85	-0.41	-0.42	1.09	14.20	2.51	1.40	15.03
Min C	0.30	-21.02	0.00	-21.02	-3.18	-0.07	5.50	0.93	0.52	2.44
Media B	0.30	-2.12	2.00	-4.12	-0.95	0.53	13.68	2.12	1.13	15.80
Dev. St B	0.09	4.42	1.93	4.15	0.74	0.31	4.95	0.91	0.52	10.07
Max B	0.48	3.78	5.50	-0.14	-0.21	0.89	21.60	3.47	1.88	27.35
Min B	0.20	-9.59	0.00	-9.63	-2.04	0.05	5.20	1.05	0.51	2.59
Media Tot.	0.32	-1.61	1.61	-3.22	-0.97	0.53	12.06	1.76	0.93	11.32
Dev. St Tot.	0.11	4.99	1.56	4.60	0.74	0.29	5.20	0.73	0.41	7.63
Max Tot.	0.54	4.79	5.50	-0.03	-0.14	1.09	22.10	3.47	1.88	27.35
Min Tot.	0.06	-21.02	0.00	-21.02	-3.18	-0.07	3.10	0.23	0.09	0.17

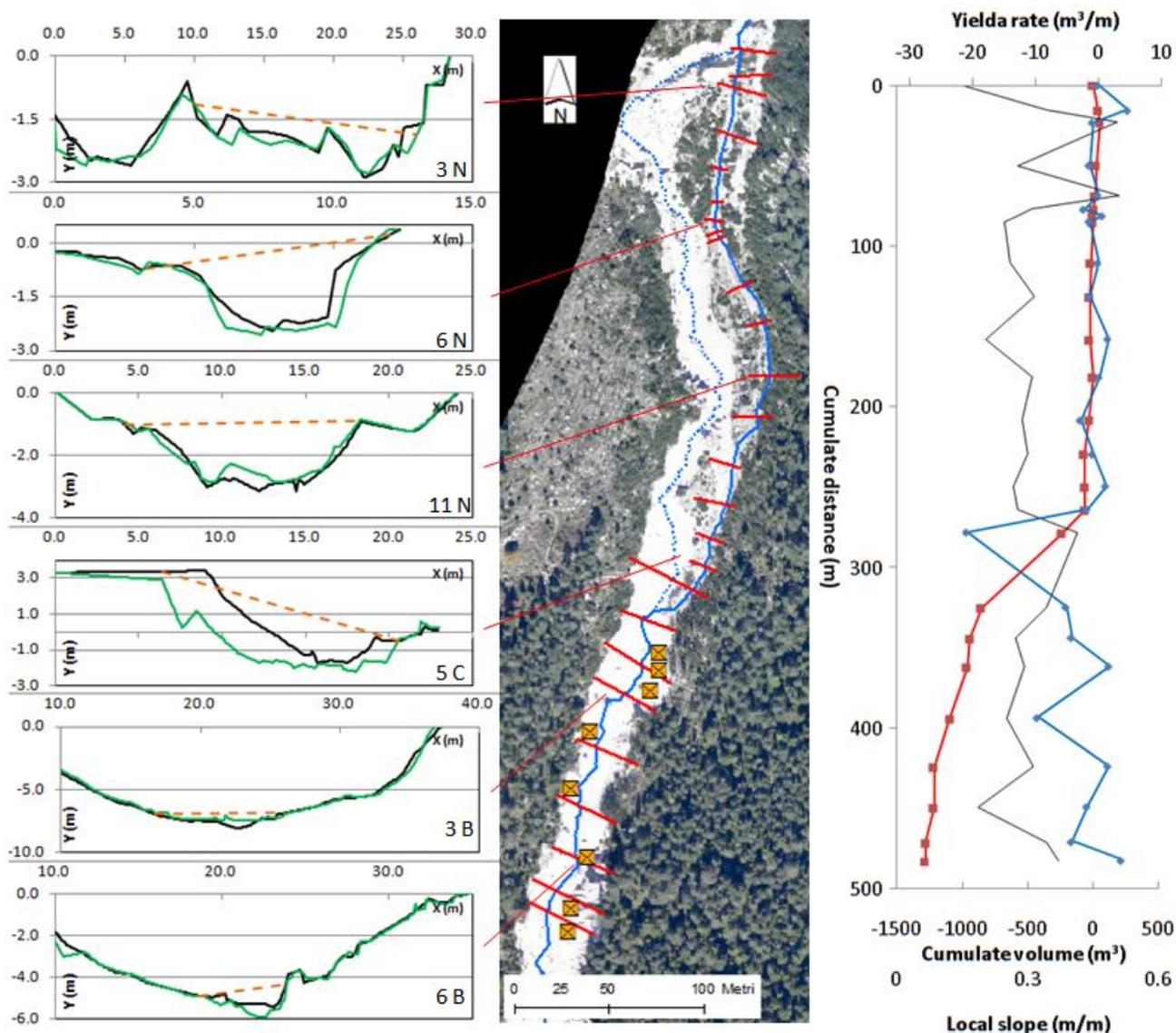


Fig. 5-24: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'evento 2. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento, in verde la sezione post-evento ed in linea tratteggiata ocra il livello di tirante massimo ricostruito. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto.

Tab. 5-36: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.), e l'errore analitico massimo (Err. m).

		Tratto N	Tratto Nn	Tratto C	Tratto B	Totale
Sedimento Depositato	$V(m^3)$	206	196	74	291	766
	Err. s. (m^3)	0	0	0	0	0
	Err. m (m^3)	148	138	130	217	634
Sedimento Eroso	$V(m^3)$	-221	-173	-822	-838	-2054
	Err. s. (m^3)	8	1	42	24	75
	Err. m (m^3)	148	138	130	217	634
Budget	$V(m^3)$	-15	22	-748	-547	-1288
	Err. s. (m^3)	7	1	41	23	72
	Err. m (m^3)	148	138	130	217	634

Estate 2012, evento 3

L'evento di settembre 2012 è stato innescato e si è caricato sicuramente nella parte alta del bacino, a causa di un temporale di modesta intensità nel fondovalle. La colata è passata in equilibrio e depositando sedimento già nel tratto N, all'uscita della gola rocciosa, ed al calare della pendenza nel tratto Nn si è arrestata depositando un lobo dentro il canale e di fatto riempiendolo. A valle del tratto Nn la portata, scaricata di sedimento, è tornata ad essere debolmente erosiva nel tratto C per poi transitare in equilibrio e depositando leggermente nel tratto B.

Tab. 5-37: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio e dell'estate 2012 per l'evento 5.1.

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cum. evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Max int. oraria Evento (mm/h)*
12/09/2012	20-22/10/2012	357.6	44.8	06:45	14.4 - 24

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1h - 15'

Tab. 5-38: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti N, Nn, C, B e sul totale del tratto monitorato.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media N	0.42	0.54	1.28	-0.74	-0.48	0.61	10.68	1.22	0.70	6.04
Dev. St N	0.13	1.19	0.96	0.87	0.29	0.33	6.98	0.59	0.34	5.40
Max N	0.54	2.01	2.53	0.00	-0.06	1.00	21.00	2.39	1.34	18.59
Min N	0.17	-0.81	0.00	-2.81	-1.08	0.09	4.70	0.64	0.30	2.43
Media Nn	0.28	13.22	14.28	-1.05	-0.55	1.93	18.65	2.18	1.19	18.81
Dev. Nn	0.17	14.60	13.85	0.99	0.39	0.89	3.73	0.19	0.05	4.76
Max Nn	0.44	34.82	34.82	0.00	0.01	3.03	22.20	2.34	1.25	25.95
Min Nn	0.06	2.63	4.48	-1.95	-0.85	0.86	14.90	1.91	1.13	16.25
Media C	0.32	-0.19	0.77	-0.96	-0.60	0.57	8.92	1.20	0.61	5.22
Dev. St C	0.03	1.17	0.47	0.90	0.18	0.07	1.52	0.25	0.13	1.24
Max C	0.38	0.87	1.47	-0.13	-0.32	0.64	10.80	1.51	0.76	6.73
Min C	0.30	-2.00	0.25	-2.49	-0.80	0.47	7.30	0.87	0.43	3.82
Media B	0.30	0.44	2.24	-1.80	-0.78	0.68	11.34	1.36	0.72	9.42
Dev. St B	0.09	2.24	1.67	2.19	0.65	0.31	3.98	0.88	0.55	11.52
Max B	0.48	3.54	4.43	-0.03	-0.23	1.12	19.00	3.34	1.92	36.25
Min B	0.20	-2.51	0.04	-5.43	-2.13	0.25	6.40	0.64	0.21	1.11
Media Tot.	0.32	2.39	3.56	-1.17	-0.61	0.83	11.81	1.42	0.76	9.00
Dev. St Tot.	0.11	7.22	6.94	1.44	0.44	0.63	5.57	0.68	0.40	8.50
Max Tot.	0.54	34.82	34.82	0.00	0.01	3.03	22.20	3.34	1.92	36.25
Min Tot.	0.06	-2.51	0.00	-5.43	-2.13	0.09	4.70	0.64	0.21	1.11

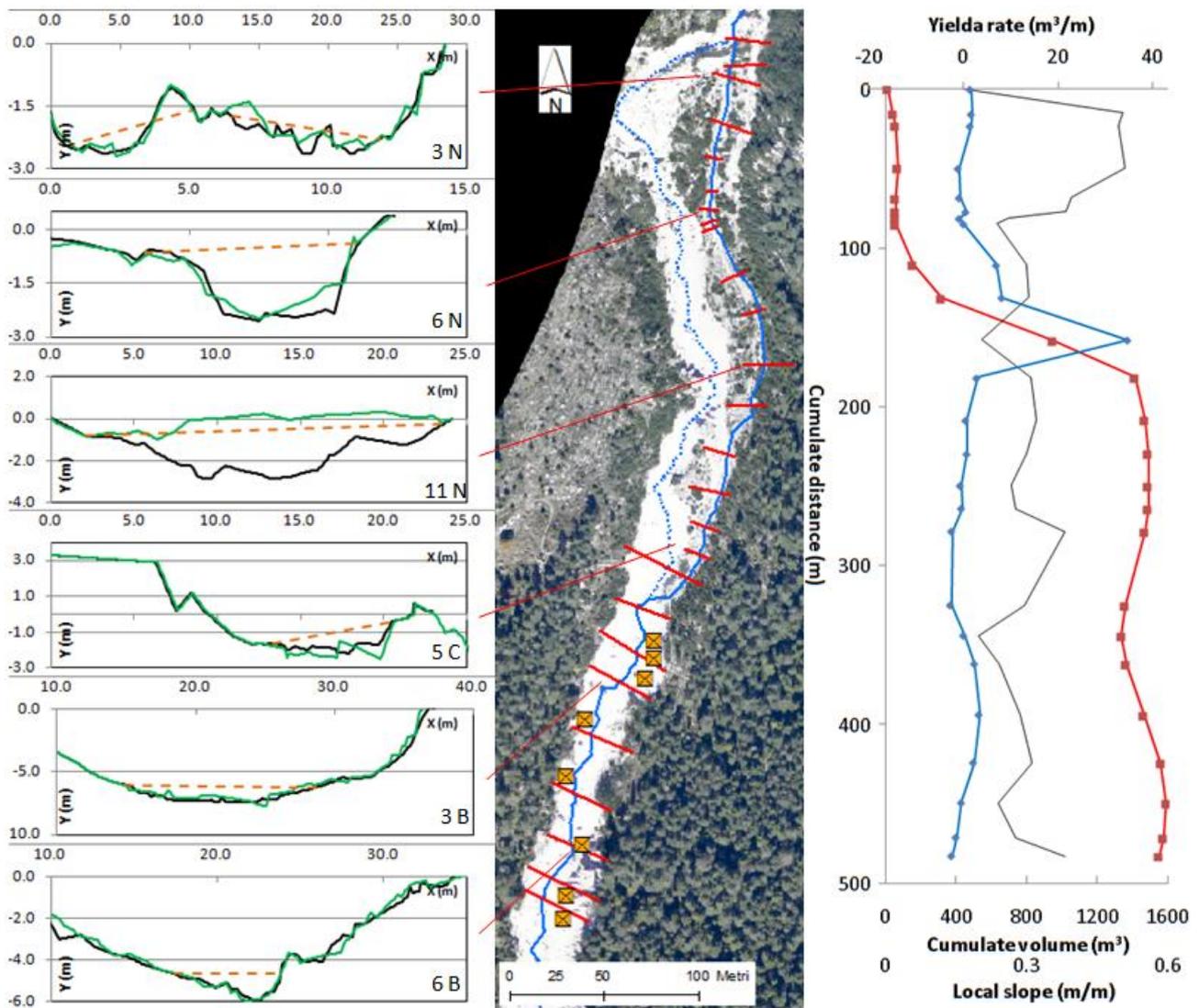


Fig. 5-25: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'evento 5.1. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento, in verde la sezione post-evento ed in linea tratteggiata ocra il livello di tirante massimo ricostruito. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto.

Tab. 5-39: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err s.), e l'errore analitico massimo (Err. m).

		Tratto N	Tratto Nn	Tratto C	Tratto B	Totale
Sedimento Depositato	$V (m^3)$	152	1491	86	476	2205
	Err. s. (m^3)	2	1	2	4	8
	Err. m (m^3)	152	194	103	200	650
Sedimento Eroso	$V (m^3)$	-106	-106	-122	-328	-661
	Err. s. (m^3)	3	1	6	8	18
	Err. m (m^3)	152	194	103	200	650
Budget	$V (m^3)$	46	1385	-35	149	1545
	Err. s. (m^3)	5	9	5	12	31
	Err. m (m^3)	152	194	103	200	650

Inverno 2012-2013, evento 4

La perturbazione prima delle nevicate invernali ha portato all'insorgere di un'importante colata detritica fortemente erosiva a causa di una lunga pioggia con intensità anche elevate. L'evento ha avuto tassi erosivi medi di circa 10 m³/m, ed ha preso in carico nel tratto Nn tutto il materiale depositato nell'evento 3 ed approfondendo ulteriormente il canale; nel tratto C ha approfondito il canale e asportato circa 20 metri di sponda destra, con differenze topografiche superiori ai 7 metri, unificandolo di fatto al canale pre-2009. Nel tratto B la colata ha mantenuto un comportamento erosivo, con yield rate pressoché costanti e limitando la deposizione a singolarità locali.

Tab. 5-40: datazione e descrizione pluviometrica (stazione pluviometrica di Silandro), del contesto di monitoraggio e dell'inverno 2012-2013 per l'evento 4.

Giorno evento	Giorno rilievo	Pioggia cumulata tra rilievi (mm)	Pioggia cum. evento (mm)	Durata Evento (hh:mm)	Max int. oraria Evento (mm/h)*
11/11/2012	4-6/17-18 06/2013	480.7	103.4	21:40	13.1 - 18.4

* Massima intensità oraria calcolata su finestra mobile di ampiezza 1h - 15'

Tab. 5-41: Variabili geomorfiche ed idrologiche media (con dev.st), massime e minime misurate nei tratti N, Nn, C, B e sul totale del tratto monitorato.

	Pendenza (m/m)	Yield rate (m ³ /m)	Variazioni positive (m ³ /m)	Variazioni negative (m ³ /m)	Z max (m)	D max (m)	B (m)	Zd max (m)	Zd media (m)	Area (m ²)
Media N	0.42	-2.63	0.51	-3.14	-0.82	0.50	14.54	1.54	0.74	10.07
Dev. St N	0.13	3.10	0.51	2.88	0.27	0.27	7.92	0.39	0.36	4.24
Max N	0.54	0.27	1.32	-1.01	-0.51	0.78	25.90	2.07	1.15	17.44
Min N	0.17	-8.65	0.05	-8.94	-1.27	0.16	6.50	0.77	0.00	6.29
Media Nn	0.28	-15.98	0.62	-16.57	-2.67	0.34	16.50	2.54	1.20	18.07
Dev. Nn	0.17	17.74	0.87	17.39	1.39	0.28	4.91	1.02	0.59	12.47
Max Nn	0.44	-5.35	1.85	-5.36	-1.54	0.60	20.60	4.05	2.05	36.24
Min Nn	0.06	-42.52	0.00	-42.52	-4.61	0.09	10.60	1.80	0.79	9.65
Media C	0.32	-24.47	0.42	-24.89	-2.14	0.39	18.10	2.35	1.31	30.86
Dev. St C	0.03	45.89	0.50	46.10	3.03	0.46	12.34	1.58	0.98	43.81
Max C	0.38	0.05	1.09	-0.10	-0.25	1.15	39.30	4.91	2.98	108.73
Min C	0.30	-105.99	0.00	-106.81	-7.43	0.00	8.60	0.82	0.47	3.92
Media B	0.30	-4.58	1.02	-5.59	-1.17	0.59	14.59	2.04	1.27	18.95
Dev. St B	0.09	2.70	1.51	2.49	0.42	0.47	2.77	0.63	0.54	10.11
Max B	0.48	-0.97	4.46	-1.02	-0.45	1.35	18.90	2.84	1.96	30.55
Min B	0.20	-7.96	0.00	-9.07	-1.85	0.11	10.30	0.92	0.38	3.71
Media Tot.	0.32	-10.05	0.68	-10.73	-1.52	0.48	15.63	2.04	1.10	18.69
Dev. St Tot.	0.11	22.15	0.98	22.12	1.56	0.38	7.11	0.93	0.63	21.09
Max Tot.	0.54	0.27	4.46	-0.10	-0.25	1.35	39.30	4.91	2.98	108.73
Min Tot.	0.06	-105.99	0.00	-106.81	-7.43	0.00	6.50	0.77	0.00	3.71

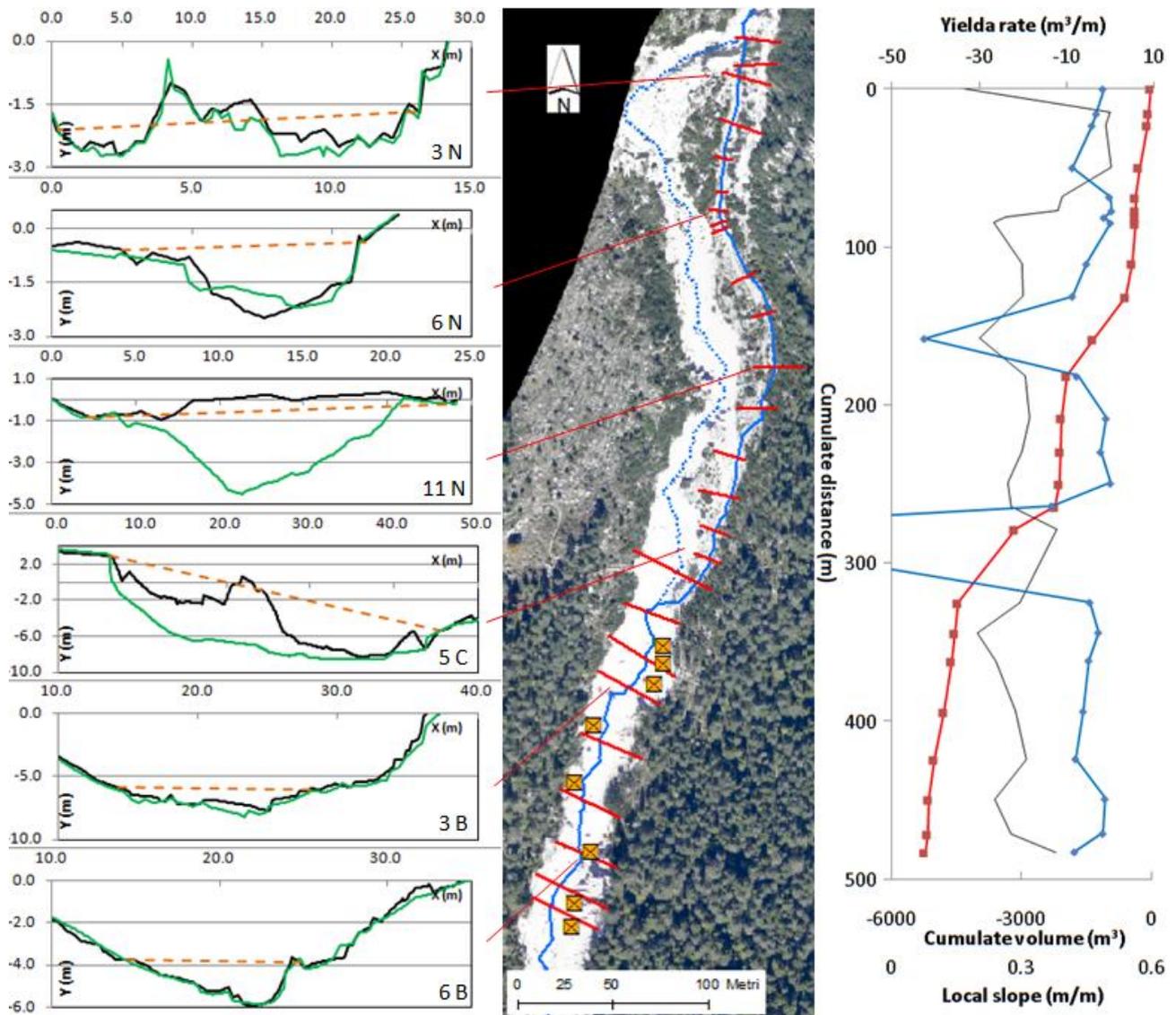


Fig. 5-26: Visualizzazione delle variazioni morfologiche riconducibili all'evento 4. Sulla sinistra si riportano alcune sezioni rappresentative dei relativi tratti, con in nero la sezione pre-evento, in verde la sezione post-evento ed in linea tratteggiata ocra il livello di tirante massimo ricostruito. A destra la ricostruzione degli yield rate (in blu), del volume cumulato (in rosso) e della pendenza (linea sottile nera) sul profilo di ogni tratto.

Tab. 5-42: Calcolo del bilancio del sedimento e dei volumi depositati ed erosi nei tratti monitorati. Vengono riportati gli errori statistici calcolati con il metodo di Ried et al. (2007, Err. s.), e l'errore analitico massimo (Err. m).

		Tratto N	Tratto Nn	Tratto C	Tratto B	Totale
Sedimento Depositato	$V (m^3)$	46	65	57	154	322
	Err. s. (m^3)	0	0	0	0	0
	Err. m (m^3)	185	173	286	231	874
Sedimento Eroso	$V (m^3)$	-391	-1745	-3686	-1018	-6840
	Err. s. (m^3)	59	12	204	34	309
	Err. m (m^3)	185	173	286	231	874
Budget	$V (m^3)$	-346	-1684	-3629	-864	-6522
	Err. s. (m^3)	12	11	202	30	256
	Err. m (m^3)	185	173	286	231	874

5.2.3. Sediment budget in area sorgente

I rilievi sul torrente Rudan derivano da una situazione opposta rispetto a quella evidenziata sul torrente Gadria con un primo anno con scarsa attività di colate detritiche, specie durante l'estate (1 evento nell'autunno) e invece alta attività durante l'estate 2012. Per il Rudan è presente inoltre anche il dato invernale 2011-2012, con 4 sediment trap su 8 che sono riuscite a misurare il dato e che mostrano produzioni di sedimento nella stagione invernale solitamente più basse della media. Il dato medio di produzione di sedimento sulle aree sorgente del torrente Rudan pare superiore di circa il 50% rispetto a quello del torrente Gadria, con punte fuori scala che potrebbero essere dei bias dovuti al passaggio di animali o alla caduta di rami o altro materiale (Fig. 5-27Fig. 5-27).

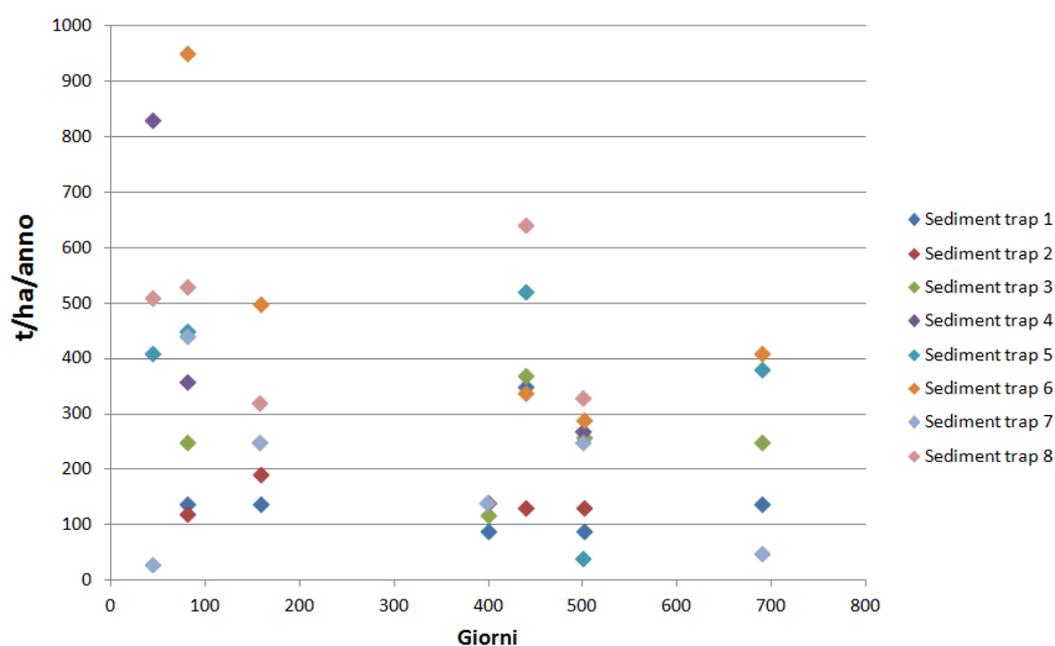


Fig. 5-27. Andamento dell'apporto di sedimento normalizzato sull'anno e sull'ettaro alle sediment trap nei diversi rilievi effettuati. Il rilievo è riportato all'anno normalizzando il valore sui giorni che intercorrono tra quello di misura ed il precedente, e all'ettaro normalizzando il dato della misura sulla superficie dell'area sorgente a monte della trap.

E' interessante notare come la dinamica di maggiore attività in corrispondenza di estate senza eventi di colata e viceversa sembra ripresentarsi anche per il torrente Rudan, ovviamente ad anni invertiti, inoltre anche le sediment trap sul Rudan sembrano avere ciascuna un tasso di riempimento abbastanza caratteristico, senza frequenti oscillazioni importanti. Le sediment trap che hanno resistito all'inverno forniscono un dato di riempimento sensibilmente più basso rispetto agli altri periodi dell'anno; ciò potrebbe essere causato dall'effetto della permanenza di suolo congelato per larga parte dell'inverno. Rispetto anche alle esperienze americane (Coe 2012, com. pers.), dove lo scioglimento nivale causa la mobilitazione di alte quantità di sedimento dai versanti, qui sembra invece che ciò non avvenga (Fig. 5-27, Tab. 5-43). Anche per il Rudan, pendenza e precipitazioni sembrano essere quasi dissociate dalla produzione di sedimento (Fig. 5-28).

Tab. 5-43. Stima degli apporti di sedimento alle sediment trap espressi in volume all'anno all'ettaro e in tonnellate all'anno all'ettaro. Le fallanze nelle celle corrispondono a ribaltamenti o sotterramenti delle sediment trap tra i rilievi. Il rilievo 2, non presente nei rilievi delle sezioni, corrisponde ad un rilievo di controllo effettuato occasionalmente e che ha mostrato la non necessità di un nuovo rilievo sulle sezioni. Il rilievo è riportato all'anno

normalizzando il valore sui giorni che intercorrono tra quello di misura ed il precedente, e all' ettaro normalizzando il dato della misura sulla superficie dell'area sorgente a monte della trap.

m ³ /ha	m ³ /anno/ha							
	Trap1	Trap2	Trap3	Trap4	Trap5	Trap6	Trap7	Trap8
Rilievo 1				320.3	157.7		10.1	195.1
Rilievo 2	53.0	47.1	94.6	136.9	173.1	365.2	171.0	203.8
Evento1	37.6	72.5				121.5	95.2	121.5
Inverno '11-'12	35.8	54.4	45.9				52.9	
Evento 2	135.9	50.9	45.9		199.3	129.9		246.5
Evento 3	32.9	50.9	101.1	102.1	15.6	113.1	97.6	128.2
Inverno '12-'13								
Evento 4	54.5		98.0	319.1	144.8	156.7	19.9	
Media	58.3	55.2	77.1	219.6	138.1	177.3	74.4	179.0
Dev. St.	39.1	10.0	28.6	116.5	71.4	106.3	59.8	53.2

t/ha/anno	t/anno/ha							
	Trap1	Trap2	Trap3	Trap4	Trap5	Trap6	Trap7	Trap8
Rilievo 1				830	410		30	510
Rilievo 2	140	120	250	360	450	950	440	530
Evento1	140	190				500	250	320
Inverno '11-'12	90	140	120				140	
Evento 2	350	130	370		520	340		640
Evento 3	90	130	260	270	40	290	250	330
Inverno '12-'13								
Evento 4	140		250		380	410	50	
Media	158	142	250	487	360	498	193	466
Dev. St.	97	28	89	301	186	265	153	138

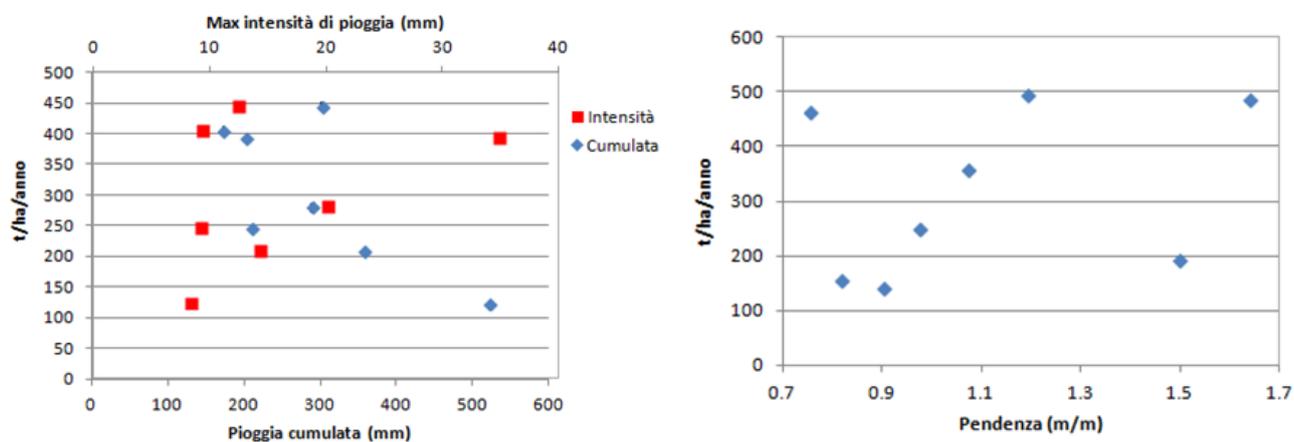


Fig. 5-28: a destra media del sedimento prodotto da tutte le sediment trap ad ogni rilievo, plottato con la pioggia cumulata e la massima intensità di pioggia oraria misurate nel periodo precedente il rilievo. A sinistra la media della produzione di sedimento di ogni sediment trap plottata con la pendenza dell'area sorgente di sponda a monte

5.3. Analisi e confronto bacini ad alimentazione solida illimitata: rii Gadria e Rudan

I rilievi multitemporali hanno portato alla creazione di un database comprendente sia eventi di colata detritica che eventi di trasporto probabilmente gravitativo meno impulsivo (e.i. Inverno 2012-2013 Gadria) che trasporto solido sia durante l'estate che conseguente al disgelo. L'approccio sia estensivo che intensivo seguito deriva direttamente dalla tradizione delle indagini geomorfologiche sui gravel bed rivers applicata ai torrenti montani affetti da colate detritiche, ed in termini di approfondimento e di caratterizzazione degli eventi ha pochi precedenti in letteratura (Theule et al, 2012, Hungr et al, 2005, Fannin e Wise, 2001). Poter ricostruire l'evoluzione delle colate detritiche lungo il loro sviluppo permette di spostare l'attenzione dall'inesco tradizionale da frana superficiale alla più dinamica "channel erosion" proposta da Zicheng e Jing (1987), approfondendo l'analisi di Kronfellner - Krauss (1985), di Hungr et al. (2012) e Conway et al. (2010) e aggiungendosi ai dati raccolti sui bacini Manival e Real da Theule et al. (2012). I dati raccolti confermano una dipendenza complessa del fenomeno erosivo dalla pendenza, suggerendo piuttosto un controllo indiretto della stessa sugli equilibri tra sforzo normale e tangenziale e quindi sulla pressione interstiziale come suggerito da Iverson et al. (2011).

5.3.1. Variazioni morfologiche e bilanci volumetrici: risultati

Dallo studio dei due bacini nelle tre stagioni di rilievo sono stati misurati 6 intervalli temporali sul rio Gadria e 6 sul rio Rudan, rilevando rispettivamente 3 e 4 eventi da colata detritica. Sul rio Gadria è stato rilevato anche un evento datato ottobre-novembre 2012 probabilmente di tipo debris flood. Casualmente in entrambe i bacini gli eventi si sono verificati approssimativamente con un'intensità crescente, con un ultimo evento fortemente erosivo (Fig. 5-28).

Analizzando i dati volumetrici degli eventi monitorati si possono distinguere essenzialmente 3 tipi di comportamento di colata detritica ed il comportamento in occorrenza di trasporto solido:

- Di equilibrio (i.e. evento 2 Gadria ed evento 1 Rudan); in cui il bilancio tra volumi erosi e volumi depositati è pressoché nullo entro gli errori e i tassi di modificazione (da ora generalmente indicati come Yield Rate, YR), hanno una distribuzione essenzialmente normale intorno alla media, pur potendo avere code lontane dalla media.

- Prevalentemente deposizionali (i.e. evento 1 Gadria ed evento 3 Rudan); sono gli eventi maggiormente responsabili della ricarica del canale, assieme agli eventi ad intensità minore (inverno 2012-2013 Gadria) che non hanno l'energia sufficiente per trasmettersi dai canali di basso ordine fino ai conoidi. Il dato importante è che sul volume totale influisce sicuramente la distribuzione degli YR, spostata verso i valori positivi sia nella media che nella distribuzione dei box plot, ma hanno un ruolo fondamentale condizioni locali e puntuali specifiche, dove si concentrano alti volumi depositati ed alti tassi di deposizione.

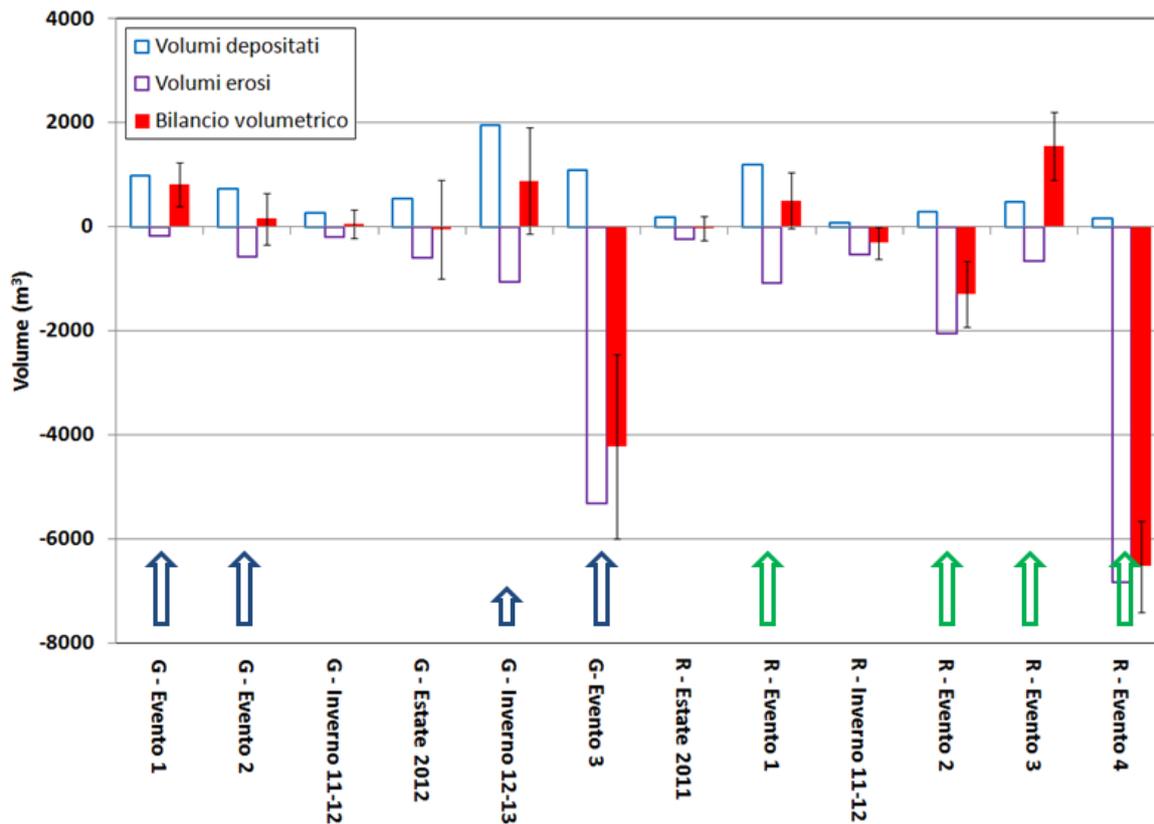


Fig. 5-29: rappresentazione dei volumi depositati, erosi e bilancio volumetrico nei torrenti Gadria (G) e Rudan (R) misurati tramite i rilievi multi temporali. I baffi indicano l'errore massimo calcolato come in capitolo 5.1.1. Con le frecce blu sono indicati gli eventi da colata detritica sul torrente Gadria (la freccia blu piccola indica un evento di piena importante nel periodo monitorato), in freccia verde gli eventi sul torrente Rudan.

- Prevalentemente erosivi (i.e. evento 3 Gadria ed eventi 2 e 4 Rudan); nelle dinamiche di canale sembrano prevalere in numero gli eventi deposizionali e come intensità gli eventi erosivi (Fig. 5-30). Questi seguono serie o eventi che accumulano sedimento in canale, concludendo un meccanismo fortemente impulsivo di "conveyor belt" responsabile della quasi totalità della trasmissione di sedimento in questi canali. Derivando direttamente dagli eventi deposizionali, anche gli eventi erosivi hanno una distribuzione dei tassi di erosione spostata verso YR negativi, ma sono fortemente condizionati da fenomeni localmente anche molto ristretti e ad alta intensità. Questo sia a carico di depositi in canale sia a carico di sponde o aree sorgente direttamente connesse al canale.

- Trasporto solido: nei periodi estivi ed invernali senza eventi di colata monitorati si sono evidenziati comportamenti sostanzialmente di equilibrio tra erosione e deposizione in canale, con una lenta movimentazione del sedimento da monte verso valle con una magnitudo sia dei volumi sia dei tassi di modificazione di almeno un ordine di grandezza inferiore rispetto agli eventi di colata minori. Piuttosto che sul bilancio volumetrico le modificazioni in questo senso vanno intese come una strutturazione del canale verso forme morfologicamente un pò più stabili.

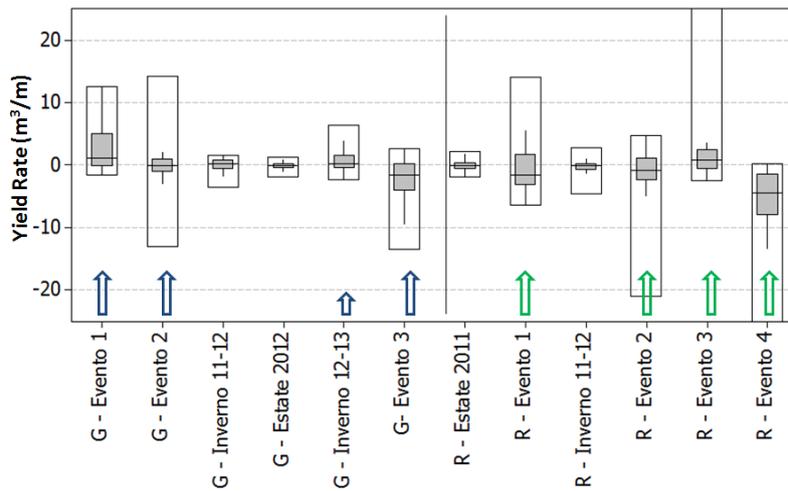


Fig. 5-30: box plot dei tassi di variazioni netti (Yield rate, m^3/m) nei torrenti Gadria (G) e Rudan (R) misurati tramite i rilievi multi temporali. Con le frecce blu sono indicati gli eventi da colata detritica sul torrente Gadria (la freccia blu piccola indica un evento di piena importante nel periodo monitorato), in freccia verde gli eventi sul torrente Rudan. Il dato massimo per l'evento 3 del rio Rudan, fuori scala, è di $34.8 m^3/m$, mentre il dato minimo nell'evento 4, sempre sul torrente Rudan, è pari a $-106.0 m^3/m$.

Gli YR osservati nei casi di studio analizzati sono in linea con gli intervalli riportati in Hungr et al. (1985) e con i dati sperimentali evidenziati in Hungr et al. (2005), con un range per gli eventi generalmente tra 0 e $20 m^3/m$ sia nella componente erosiva che nella componente deposizionale ma con localmente valori fino a circa $40 m^3/m$ in senso deposizionale e con valori oltre i 20 e fino ai $100 m^3/m$ con la mobilizzazione di un'intera sponda nella componente erosiva in sede di strutturazione del canale nel rio Rudan (Fig. 5-30, Fig. 5-31, Fig. 5-32). Il materiale dolomitico sembra avere una dinamica più intensa sia come deposizione che come deposizione rispetto al metamorfico, probabilmente legata sia all'età e alla strutturazione del canale, ma anche al diverso meccanismo di interazione con l'acqua delle due geologie.

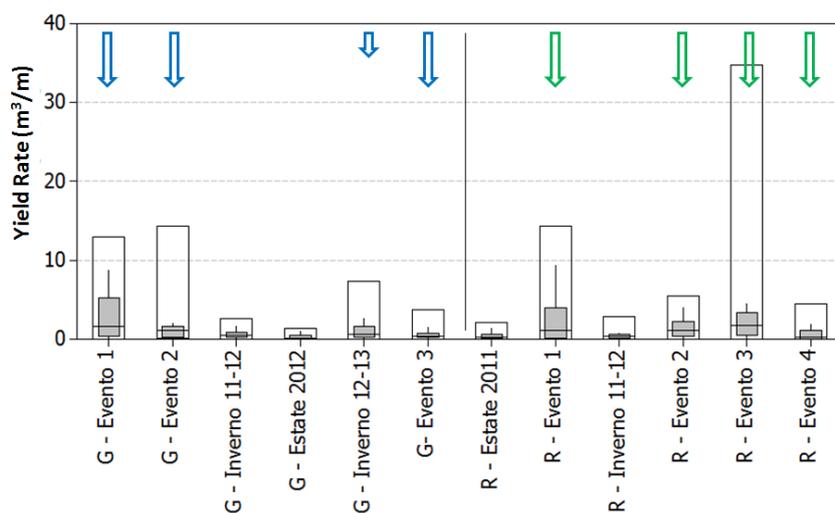


Fig. 5-31: box plot dei tassi di variazioni positive (Yield rate erosivi, m^3/m) nei torrenti Gadria (G) e Rudan (R) misurati tramite i rilievi multi temporali. Con le frecce blu sono indicati gli eventi da colata detritica sul torrente Gadria (la freccia blu piccola indica un evento di piena importante nel periodo monitorato), in freccia verde gli eventi sul torrente Rudan.

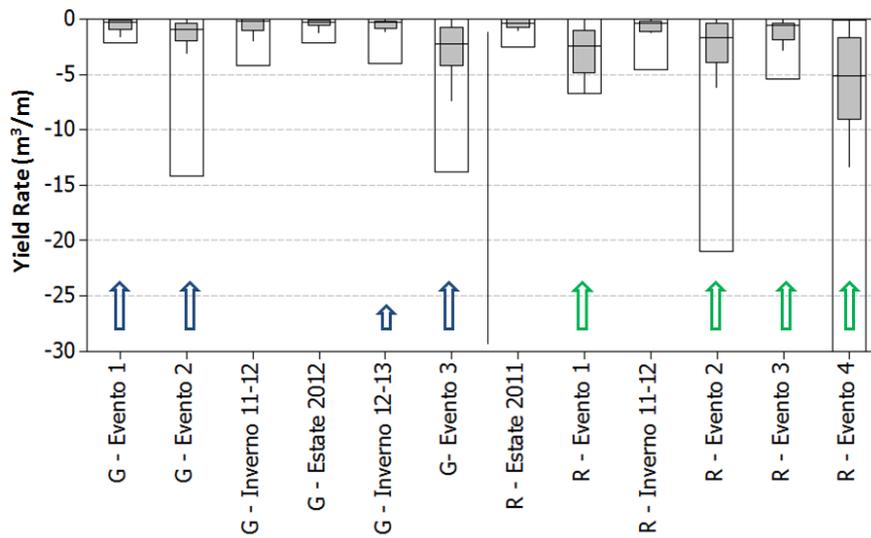


Fig. 5-32: box plot dei tassi di variazioni negative (Yield rate deposizionali, m^3/m) nei torrenti Gadria (G) e Rudan (R) misurati tramite i rilievi multi temporali. Con le frecce blu sono indicati gli eventi da colata detritica sul torrente Gadria (la freccia blu piccola indica un evento di piena importante nel periodo monitorato), in freccia verde gli eventi sul torrente Rudan.

Le profondità erosive massima (Z_{max}) in un contesto di misure multitemporale post evento rappresenta il miglior proxy della capacità erosiva della colata, considerando gli studi di Iverson et al. (2011), Schurch et al. (2011) e McCoy et al. (2012) riguardo all'importanza del fronte sugli YR e sulle profondità di scavo. I dati raccolti nei casi di studio mostrano valori localmente importanti anche per i periodi di trasporto solido, ma con medie comunque inferiori a 0.5 m (Fig. 5-33, Fig. 5-34). Erosioni o deposizioni diffuse non sembrano essere facilmente riscontrabili per eventi di bassa intensità, e solo al crescere della magnitudo si ha lo spostamento delle medie verso l'ordine di grandezza dei metri. Sia le profondità di scavo che le altezze di deposito di evento di colata detritica frequenti si differenziano quindi dal trasporto solido in modo sostanziale più per condizioni localmente intense che per le medie delle stesse grandezze. Il range evidenziato è di fatto sovrapponibile con i dati raccolti da Hungr et al. (2005), Conway et al. (2010), Kienholz et al. (2010) e Theule et al. (2012).

Il database costituito è stata analizzato e testato con ipotesi di normalità e con con altre ipotesi di distribuzione di probabilità, riscontrando buon adattamento con la distribuzione normale e di Poisson. Approfondimenti specifici al riguardo sono descritti nel capitolo "Discussioni".

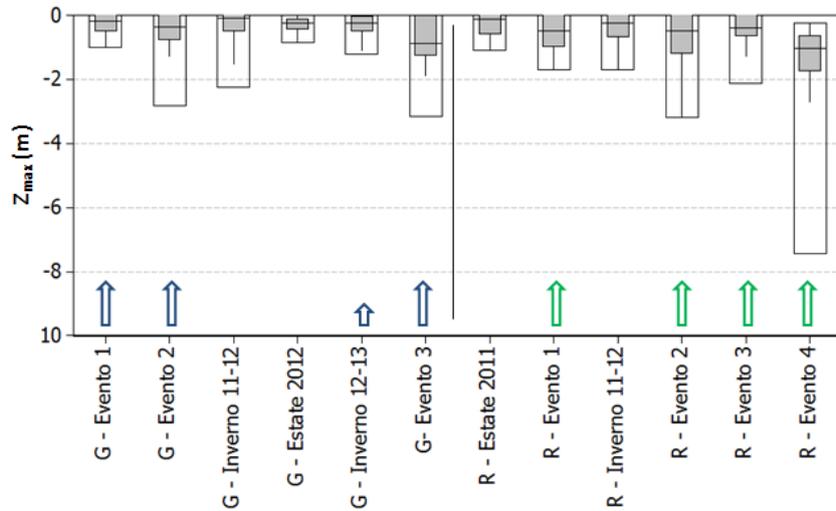


Fig. 5-33: box plot delle profondità di erosione massime (Z_{max} , m) nei torrenti Gatria (G) e Rudan (R) misurati tramite i rilievi multi temporali. Con le frecce blu sono indicati gli eventi da colata detritica sul torrente Gatria (la freccia blu piccola indica un evento di piena importante nel periodo monitorato), in freccia verde gli eventi sul torrente Rudan.

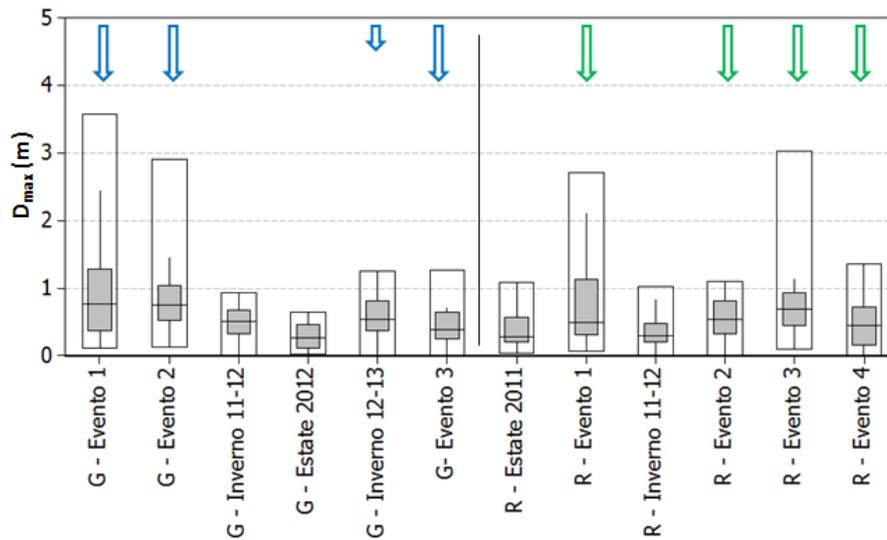


Fig. 5-34: box plot delle altezze di deposito massime (D_{max} , m) nei torrenti Gatria (G) e Rudan (R) misurati tramite i rilievi multi temporali. Con le frecce blu sono indicati gli eventi da colata detritica sul torrente Gatria (la freccia blu piccola indica un evento di piena importante nel periodo monitorato), in freccia verde gli eventi sul torrente Rudan.

5.3.2. Parametrizzazioni variazioni morfologiche

Analogamente all'analisi eseguita per il rio Val Molinara e per il rio val del Lago per i due casi di studio ad alimentazione solida illimitata si è analizzato il rapporto tra le grandezze erosive e le grandezze geomorfiche, riportando qui le analisi significative.

Dal database non emergono relazioni significative con la pendenza locale a monte, né a scala di bacino né a scala di singolo evento né di singolo tratto (Fig. 5-35). Ciò conferma quanto rilevato nei casi di studio ad alimentazione solida limitata e riproduce le nuvole di punti proposte da Hungr et al. (2005). Il rapporto tra grandezze erosive e deposizionali e pendenza deve essere quindi indiretto e mediato dalle altre grandezze geomorfiche e proprietà della colata.

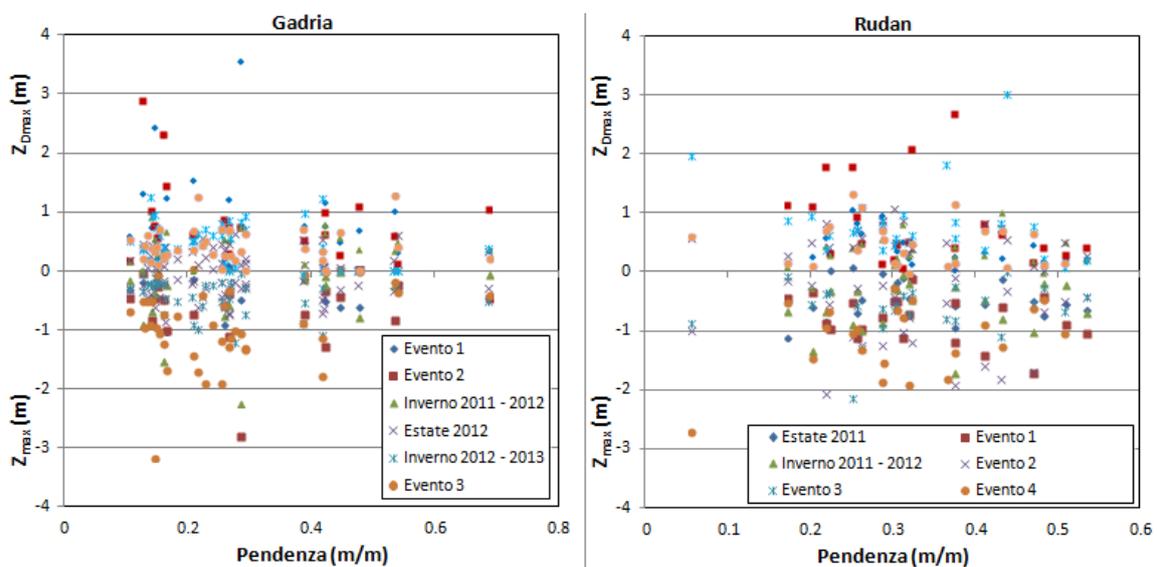


Fig. 5-35: Andamento delle profondità di erosione massime (Z_{max}) e dei depositi massimi (D_{max}) in relazione alla pendenza locale sulle sezioni dei tratti monitorati nei periodi di rilievo multi temporali sui torrenti Gadria (a sinistra) e Rudan (a destra).

Portando per analogia con le analisi sul rio val Molinara e rio val del Lago i valori di Z_{max} in campo positivo, si è andati a valutare l'effetto dell'altezza massima della colata (fronte), teoricamente corrispondente al momento di maggior profondità di erosione (Fig. 5-36, Tab. 5-45). Tuttavia le correlazioni risultano quasi sempre con R^2 molto bassi per il rio Gadria, in particolare per l'evento più erosivo (evento 3).

Pur con R^2 bassi è interessante analizzare i valori di q (coefficiente angolare), con un range per gli eventi tra lo 0.17 dell'evento 3 del rio Rudan (deposizionale) e lo 0.7 dell'evento 4 nel rio Rudan, fortemente erosivo. Questo range è circa lo stesso evidenziato nei casi Val Molinara - Val del Lago. Questi valori potrebbero essere considerati quindi come involucri superiori ed inferiori del rapporto tra altezza del fronte di colata detritica e profondità di erosione e come "thumb rule" speditiva per una valutazione empirica dell'erosione attesa. I dati del Rio Rudan mostrano correlazioni generalmente migliori rispetto al rio Gadria rispetto all'altezza del tirante massimo, in particolare nell'evento 1 e nell'evento 4, anche se un trend è percepibile per gli eventi 2 e 5.1.

Tab. 5-44: Pendenza delle rette di regressione forzata all'origine (q) e variabilità spiegata (R^2) delle profondità di erosione massime (Z_{max} in valori positivi) in relazione al tirante massimo (Z_{Dmax}) illustrate in Fig. 5.1.25.

	Gadria					
	Evento 1	Evento 2	Inverno 11-12	Estate 2012	Inverno 12-13	Evento 3
q	0.2	0.35	1.02	0.34	0.29	0.35
R^2	0.25	0.34	0.04	0.33	0.39	0.11
	Rudan					
	Estate 2011	Evento 1	Inverno 11-12	Evento 2	Evento 3	Evento 4
q	0.66	0.4	0.54	0.54	0.41	0.7
R^2	0.24	0.75	0.37	0.18	0.17	0.52



Fig. 5-36: Andamento delle profondità di erosione massime (Z_{max} in valori positivi) in relazione al tirante massimo (Z_{Dmax}) sulle sezioni dei tratti monitorati nei periodi di rilievo multi temporali sui torrenti Gadria (a sinistra) e Rudan (a destra).

Passando ai parametri fisici della colata stimati con lo schema di Hungr et al. (2005) si evidenzia una correlazione crescente sia con lo sforzo normale σ che con lo sforzo tangenziale (τ) al crescere della magnitudo di evento (Tab. 5-45, Tab. 5-46, Fig. 5-37). Sul rio Gadria l' R^2 cresce da 0.19 a 0.38 a 0.56 per lo sforzo normale e da 0.02 fino a 0.47 per lo sforzo tangenziale dall'evento 1 all'evento 5.1. Sul rio Rudan le regressioni mostrano variabilità spiegate maggiori, arrivando per l'evento a valori maggiori di R^2 di 0.9 per entrambe gli sforzi.

Tab. 5-45: Pendenza delle rette di regressione forzata all'origine (q) e variabilità spiegata (R^2) delle profondità di erosione massime (Z_{max} in valori positivi) in relazione allo sforzo normale (σ).

	Gadria					
	Evento 1	Evento 2	Inverno 11-12	Estate 2012	Inverno 12-13	Evento 3
q	0.01	0.02	0.11	0.04	0.01	0.02
R^2	0.19	0.38	0.02	0.3	0.25	0.56
	Rudan					
	Estate 2011	Evento 1	Inverno 11-12	Evento 2	Evento 3	Evento 4
q	0.07	0.02	0.06	0.02	0.02	0.03
R^2	0.19	0.17	0.35	0.71	0.62	0.90

Tab. 5-46: Pendenza delle rette di regressione forzata all'origine (q) e variabilità spiegata (R^2) delle profondità di erosione massime (Z_{max} , in valori positivi) in relazione allo sforzo tangenziale (τ).

	Gadria					
	Evento 1	Evento 2	Inverno 11-12	Estate 2012	Inverno 12-13	Evento 3
q	0.04	0.06	0.16	0.1	0.06	0.07
R^2	0.02	0.39	0.11	0.09	0.2	0.47
	Rudan					
	Estate 2011	Evento 1	Inverno 11-12	Evento 2	Evento 3	Evento 4
q	0.21	0.06	0.20	0.07	0.06	0.08
R^2	0.18	0.56	0.37	0.63	0.63	0.88

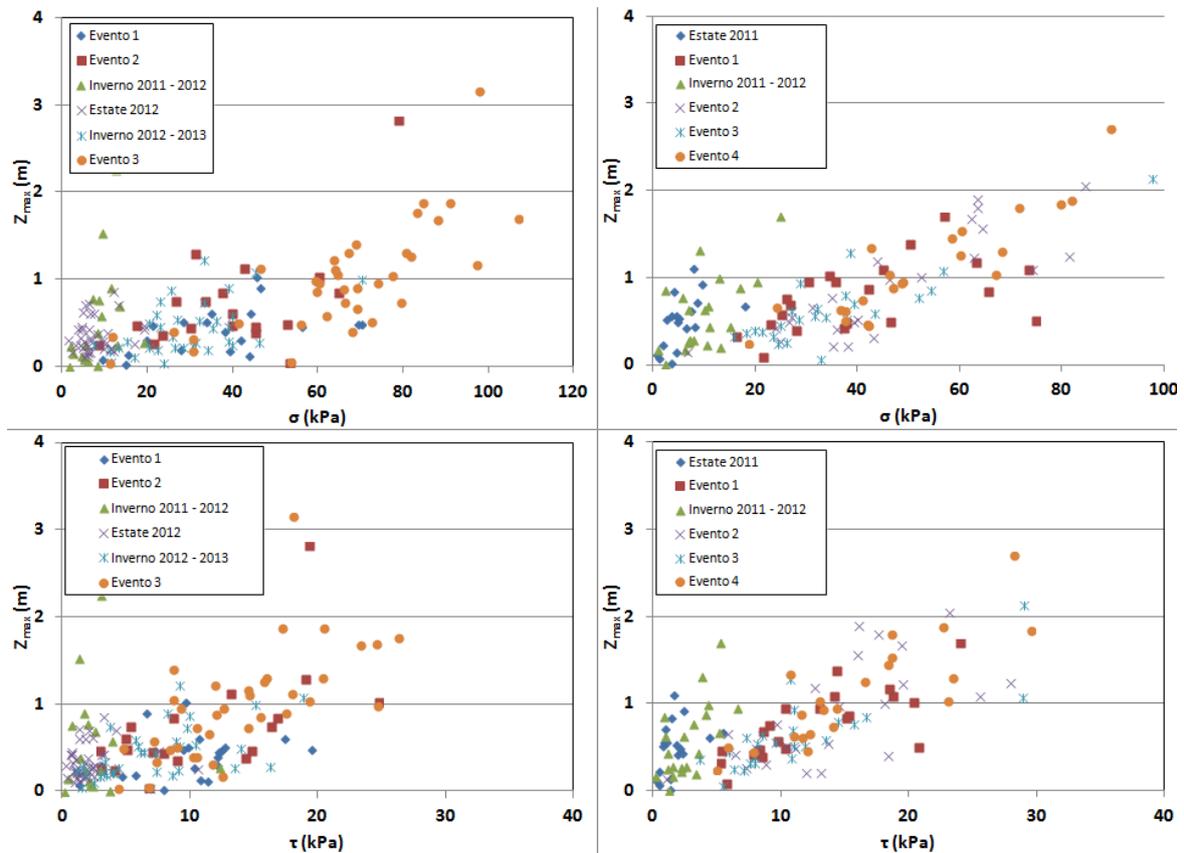


Fig. 5-37: Andamento delle profondità di erosione massime (Z_{max} , in valori positivi) in relazione allo sforzo normale (σ , in alto) e allo sforzo tangenziale (τ , in basso) sulle sezioni dei tratti monitorati nei periodi di rilievo multi temporali sui torrenti Gadria (a sinistra) e Rudan (a destra).

Le pendenze delle rette di regressione (q , sforzo - Z_{max}) per gli venti di colata si pongono tra 0.01 e 0.03 per lo sforzo normale, simile a quanto trovato per i casi di studio ad alimentazione solida limitata (0.03), e tra 0.04 e 0.08 per lo sforzo tangenziale, anch'esso simile al valore dei bacini ad alimentazione solida limitata (0.06). Per entrambe gli sforzi il valore del rapporto q sembra crescere al crescere della magnitudo di evento. I dati del rapporto q degli sforzi per i periodi con trasporto solido risultano essere di circa un ordine di grandezza superiore rispetto a quelli riferibili agli eventi, e l'evento di debris flood ipotizzato nell'inverno

2012-2013 è confermato dai dei valori del rapporto q degli sforzi, intermedi tra i valori caratteristici delle colate e del trasporto di fondo.

I valori minimi di sforzo normale negli eventi di colata detritica sul rio Gatria e rio Rudan sono rispettivamente pari a 9.6 e 6.7 kPa, mentre per lo sforzo tangenziale i valori minimo sono di 1.4 e 1.2 kPa, confermando soglie minori di sforzo tangenziale per i bacini più destabilizzati.

Investigando il rapporto tra sforzo normale e sforzo tangenziale si evidenziano valori delle rette di regressione simili a quelle calcolate per il collettore principale del rio Molinara e per il rio Val del Lago, tra 0.20 e 0.35, con variabilità spiegata elevata ($R^2 > 0.5$, Tab. 5-47).Suddividendo per gli eventi di colata del rio Gatria il collettore principale dal tratto D, di monte, si ripropone lo schema evidenziato per i casi di studio ad alimentazione solida limitata, con i rapporti σ/τ a monte più elevati di quelli a valle, passando da 0.2 a 0.3 (Fig. 5-38, Tab. 5-47).

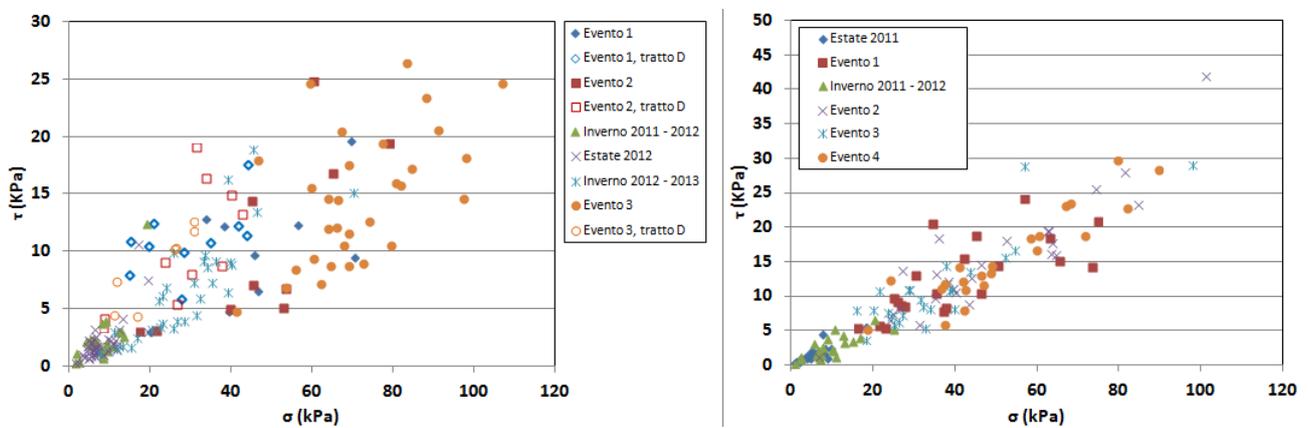


Fig. 5-38: Relazione tra sforzo normale (σ) e sforzo tangenziale (τ) sulle sezioni dei tratti monitorati nei periodi di rilievo multi temporali sui torrenti Gatria (a sinistra) e Rudan (a destra). Sul torrente Gatria per gli eventi da colata detritica si distingue tra tratto basso (senza indicazione) e tratto D.

Tab. 5-47: Pendenza delle rette di regressione forzata all'origine (q) e variabilità spiegata (R^2) delle correlazioni tra sforzo normale (σ) e sforzo tangenziale (τ) illustrati in Fig. 5-38. Sul torrente Gatria per gli eventi da colata detritica si distingue tra tratto basso (senza indicazione) e tratto D.

	Gatria					
	Evento 1 (Tratto D)	Evento 2 (Tratto D)	Inverno 11-12	Estate 2012	Inverno 12-13	Evento 3 (Tratto D)
q	0.21 (0.34)	0.23 (0.35)	0.33	0.28	0.24	0.2 (0.39)
R^2	0.52 (0.41)	0.52 (0.49)	0.5	0.5	0.66	0.3 (0.81)
	Rudan					
	Estate 2011	Evento 1	Inverno 11-12	Evento 2	Evento 3	Evento 4
q	0.29	0.29	0.26	0.32	0.31	0.32
R^2	0.7	0.46	0.64	0.83	0.75	0.85

Raggruppando i dati dei due bacini e comprimendo il database in valori medi su classi ampie 10 kPa per lo sforzo normale e 5 kPa per lo sforzo tangenziale, è stato possibile diminuire il rumore presente nei dati e ottenere relazioni per la profondità media delle classi (Z'), rispetto al valore medio di sforzo tangenziale e normale della classe (τ' e σ'). Le relazioni relative allo sforzo tangenziale hanno mostrato un'elevata significatività statistica (p -value < 0.01) e un'elevata variabilità spiegata ($R^2=0.88$ per entrambe), e si esprimono rispettivamente per Gatria e Rudan come (Fig. 5-39):

$$Z' = 0.061 \tau' \quad [\text{Eq. 5-9}]$$

$$Z' = 0.056 \tau' \quad [\text{Eq. 5-10}]$$

Allo stesso modo le relazioni relative allo sforzo normale mostrano alta significatività statistica e variabilità spiegata (p -value < 0.01, R^2 0.86 e 0.87); esse vengono espresse, sempre rispettivamente per Gatria e Rudan come:

$$Z' = 0.015 \sigma' \quad [\text{Eq. 5-11}]$$

$$Z' = 0.022 \sigma' \quad [\text{Eq. 5-12}]$$

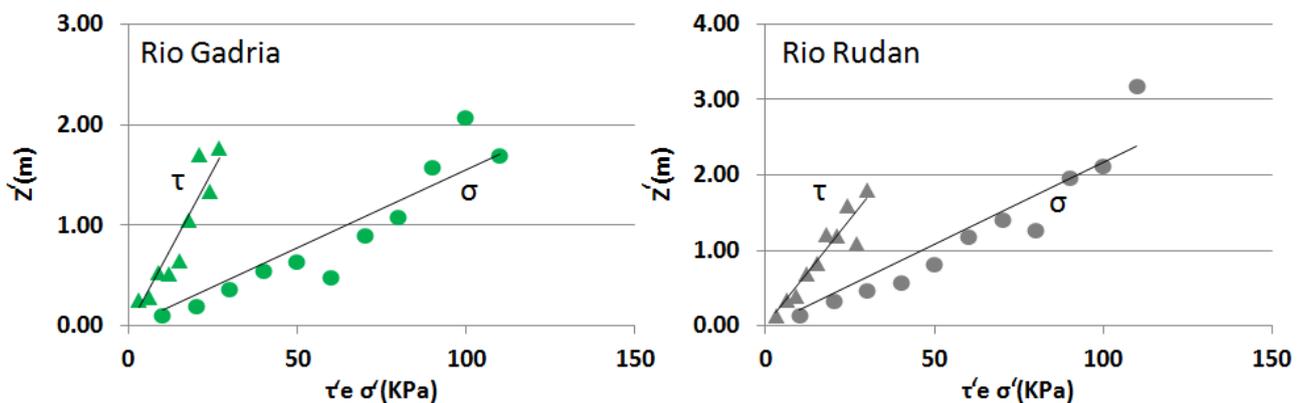


Fig. 5-39: Profondità di erosione media (Z') in funzione dello sforzo tangenziale medio (τ' , triangoli) e sforzo normale medio (σ' , cerchi) per classi di ampiezza 5 kPa per τ' e per classi di ampiezza di 10 kPa per σ' .

L'effetto della pressione interstiziale sulle profondità di scavo si evidenzia con regressioni logaritmiche con elevata significatività statistica (p -value < 0.01) e variabilità spiegata solitamente buona, in particolare nel bacino del Gatria (Tab. 5-48). Interessante è osservare il valore di coefficiente q , crescente al crescere della magnitudo di evento e confrontabile con i valori identificati nei casi di studio ad alimentazione solida limitata, oltre che nel campo di esistenza riportato in Iverson et al. (2011, Fig. 5-40). Dai risultati è evidente anche il ruolo di forzante della pressione interstiziale (Fig. 5-40, Tab. 5-48), a differenza del rapporto τ/σ , sia possibile distinguere gli eventi di debris flow rispetto a quelli di debris flood (inverno 2012-2013, $q=0.64$).

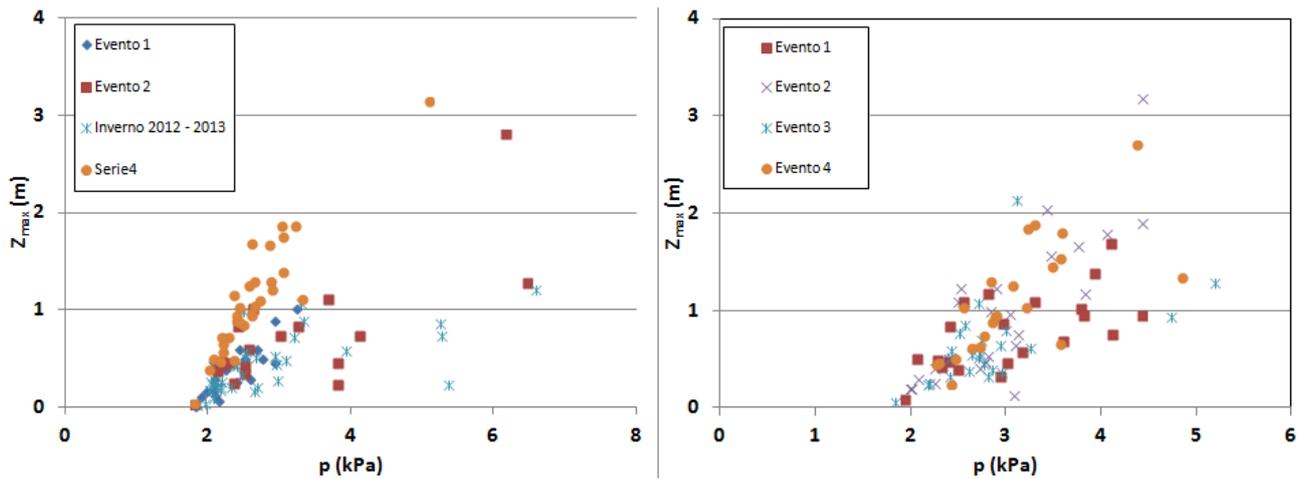


Fig. 5-40: Andamento delle profondità di erosione massime (Z_{max} , in valori positivi) in relazione alla pressione interstiziale (p) sulle sezioni dei tratti monitorati nei periodi di rilievo multi temporali sui torrenti Gadria (a sinistra) e Rudan (a destra).

Tab. 5-48: Coefficiente di regressione logaritmica (q), intercetta (i) e variabilità spiegata (R^2) delle correlazioni tra erosione massime (Z_{max} , in valori positivi) in relazione della pressione interstiziale (p).

Gadria	Evento 1	Evento 2	Inverno 2012-2013	Evento 3
q	1.29	1.25	0.64	2.85
i	-0.68	-0.64	-0.19	-1.6
R^2	0.65	0.55	0.47	0.85
Rudan	Evento 1	Evento 2	Evento 3	Evento 4
q	1.02	2.51	1.14	3.2
i	-0.33	-1.68	-0.54	-2.32
R^2	0.41	0.65	0.37	0.49

5.4. Val Molinara e val del Lago: bacini ad alimentazione solida limitata

5.4.1. Stime geomorfiche

Le stime geomorfiche sul rio val Molinara e sul rio Val del Lago sono state eseguite contestualmente ai rilievi di stima del sediment budget in canale, con 167 tratti di lunghezza media dei tratti di 26 m (± 15). Nel bacino del rio Molinara il volume totale di sedimento disponibile ammonta a 29100 m³ stimato su 122 tratti, con una disponibilità unitaria di 7 m³/m. La maggior parte di questo sedimento, con picchi di 20 m³/m, è localizzato nel collettore principale a bassa pendenza (tratto S) e sui due collettori A e D, tra l'altro quelli con maggiore area drenata. Data la capacità dell'opera realizzata si può quindi ritenere che il sistema di briglia-bacini di deposito è sufficiente a gestire il sedimento disponibile nel Rio Val Molinara.

Lo stato di ricarica del Rio Val del Lago è stato stimato suddividendo il reticolo in 45 tratti omogenei, stimando 4500 m³ di sedimento disponibile con uno yield rate potenziale medio di di 4 m³/m, di cui 3700 sul collettore principale e 700 sull'affluente di sinistra (Fig. 5-41).

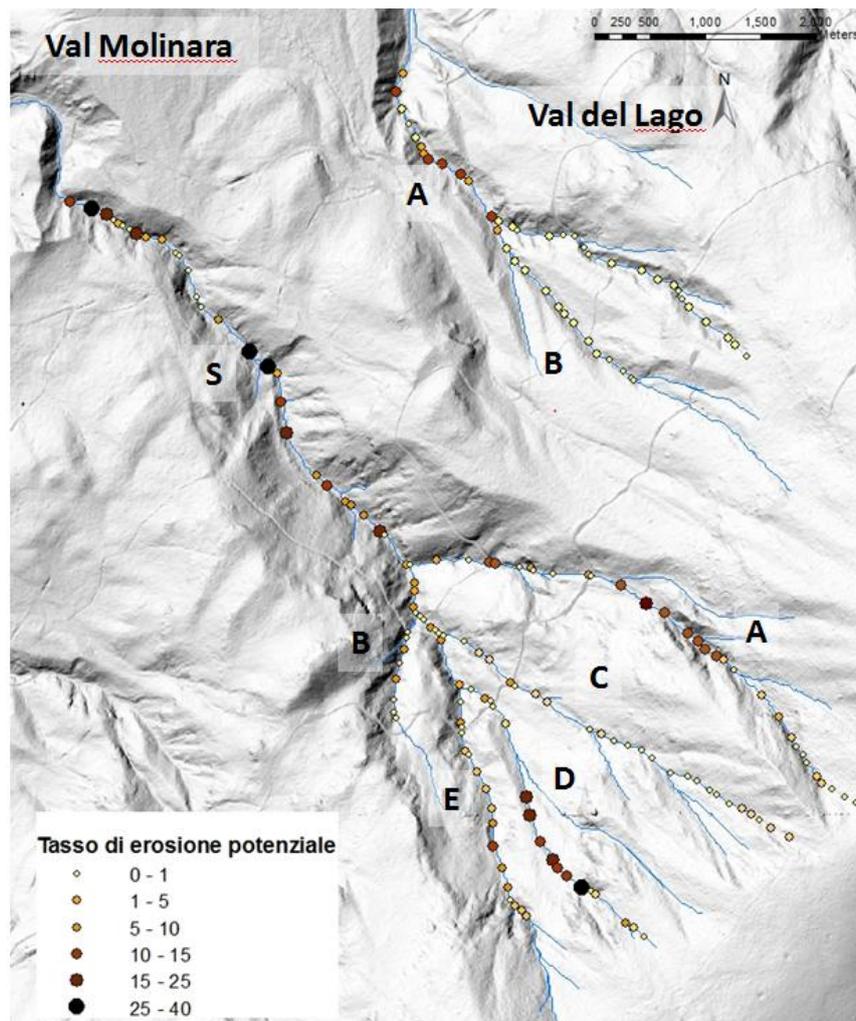


Fig. 5-41: Distribuzione del tasso di erosione potenziale in m³/m nei tratti omogenei del reticolo idrografico in cui sono suddivisi i due bacini. In lettere maiuscole i sottobacini identificati in fig. 3-12 Fig. 3-12.

5.4.2. Analisi multitemporale

I rilievi dell'estate 2011 hanno portato a misurare e stimare 190 sezioni sul rio Val Molinara, corrispondenti a 155 tratti omogenei, con una distanza media tra sezioni di 22 m. Altre 73 sezioni, raggruppate in 45 tratti omogenei sono state oggetto di rilievo sul rio Val del Lago, con una distanza media tra le sezioni di 16 m.

Le stime di campo hanno portato ad una stima totale di 31 000 m³ erosi nel collettore del rio Val Molinara su una superficie di 8 700 m² (5 sottobacini e collettore principale). Nel reticolo del rio Molinara sono invece stati stimati 4100 m³ erosi su una superficie percorsa di 12 200 m³ (2 sottobacini e collettore principale). L'errore associato a queste misure si pone tra i 31 000 ed i 62 000 m³ per il rio Val Molinara e tra 8 500 e 17 000 m³ per il rio Val del Lago (Fig. 5-42, Tab. 5-49). Il tasso di erosione lineare stimato per i due bacini in base ai rilievi di campo è stata di 8.2 m³/m per il rio Val Molinara e 3.4 m³/m per il rio Val del Lago.

Tab. 5-49: Stime del volume di evento (V) e di superficie del canale attivo (A_c) percorso da colata detrica; gli errori sono calcolati come spiegato sopra da Favalli et al. (2009) e da Weathon et al. (2010).

	Bacino	V (m ³)	Err _{v,low} (m ³)	Err _{v,high} (m ³)	A _c (m ²)
DoD	Val del Lago	7 800	50	2 700	8 700
	Molinara	68 400	120	13 100	41 600
Rilievo di Campo	Val del Lago	4 100	8 500	17 000	12 200
	Molinara	31 000	31 000	62 000	44 300

Le profondità medie di erosione rilevate in campo sono state rispettivamente di 0.7 m e di 0.3 nel Val Molinara e nel Val del Lago. Nel rio Val Molinara sui tratti omogenei sono state stimate erosioni massime pari a 2.0 m e depositi massimi di 0.3 m, mentre le singole sezioni hanno portato a stimare profondità di erosione massima di 3.5 m. Le sezioni sul rio Val del Lago hanno portato ad erosioni massime stimate di 3.0 m, mentre i tratti omogenei hanno portato ad una profondità di erosione massima distribuita di 1.3 m.

Le analisi dei rilievi da remoto hanno portato all'individuazione di un bias sistematico tra i due rilievi di 0.35 m, corretto in pre-elaborazione della tecnica multifiltro, direttamente sul DoD. L'errore propagato al DoD dai due DTM (DoD $\delta_{\Delta z}$, consider $\delta_{z_{pre}}=0.3$ m and $\delta_{z_{ost}}=0.1$ m), utilizzato anche come mLoD (minimum level of detection), è stato calcolato tramite l'equazione [Eq. 4-12] pari a 0.32 m. I volumi erosi stimati nei due bacini sono stati pari a 68 400 m³ nel rio Val Molinara e a 7800 m³ nel rio Val del Lago, con errori calcolati rispettivamente tra 50 e 13 100 m³ e tra 50 e 2 700 m³ (Tab. 5-49). Tali volumi vanno sostanzialmente a confermare le stime eseguite in post emergenza dal Servizio Bacini Montani della Provincia di Trento. Le profondità medie e massime di erosione calcolate su un DoD con cella di risoluzione 1x1 m sono pari a 1.6 e 8.4 m per il rio Val Molinara e 0.9 e 4.9 m per il rio Val del Lago. I tassi di produzione di sedimento (Yield rate, Y), sono pari rispettivamente a 17.9 e 6.5 m³/m (Fig. 5-42).

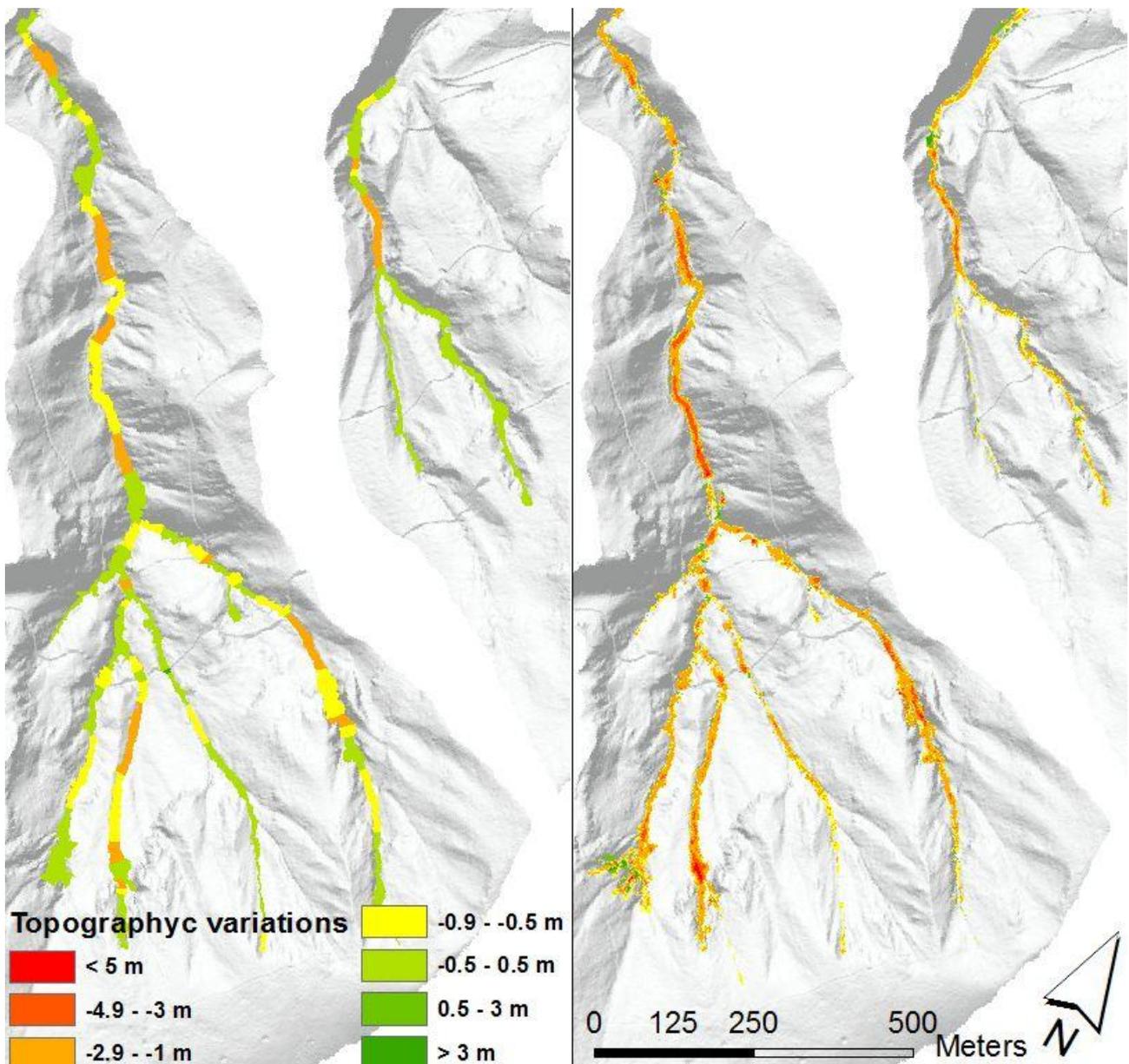


Fig. 5-42: Mappatura sui reticoli del rio Val Molinara e del rio Val del Lago delle variazioni morfologiche conseguenti all'evento di colata detritica del 15 agosto 2010. Sulla sinistra sono riportate le stime da rilievo di campo spazializzate sui tratti omogenei, sulla destra il dato distribuito derivato da DoD tramite l'individuazione del canale attivo con tecnica multifiltro e l'introduzione di un mLoD.

Le differenze tra i volumi stimati dai rilievi in campo e da DoD è evidenziata in tabella 1, dove risulta evidente che l'origine di questa differenza non è da imputare all'area attiva mappata, ma piuttosto alle profondità di erosione stimate, come appare evidente dalla Fig. 5-42. Data l'incertezza nella localizzazione delle sezioni, il metodo più robusto per il confronto tra DoD e rilievo di campo consiste nel confrontare i due database riferendosi ai tratti omogenei, in cui l'errore legato alla localizzazione in campo ed alla rasterizzazione del DoD è limitato ai margini del poligono, e quindi diventa trascurabile rispetto alle

grandezze misurate e stimate. Calcolando la profondità media di erosione sui tratti omogenei si evidenzia una sottostima sistematica delle stime di campo rispetto al calcolo da DoD (Fig. 5-43).

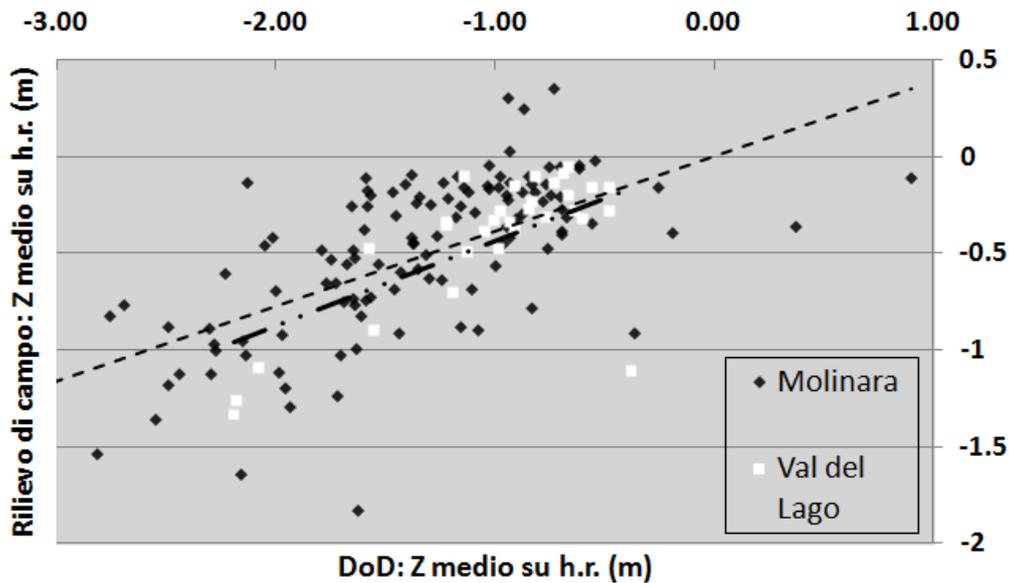


Fig. 5-43: Profondità media di erosione (Z) sui tratti omogenei (h.r.) da rilievi di campo plottato con la stessa grandezza stimata da DoD. Si evidenzia la sottostima sistematica. Le due linee rappresentano le equazioni [Eq. 5-9] e [Eq. 5-10].

Per poter proseguire l'analisi dei dati legando le grandezze geomorfiche ed idrauliche delle sezioni è stato quindi necessario correggere tale sottostima sistematica con un fattore correttivo lineare specifico per ognuno dei due sottobacini espresso considerando le profondità di scavo da DoD (Z_{DoD}) e di campo (Z_{field}) tramite le equazioni:

$$Z = Z_{DoD} = \frac{Z_{Field}}{0.39} \quad [\text{Eq. 5-13}]$$

per il rio val Molinara, con p value < 0.01 e $R^2 = 0,46$, e

$$Z = Z_{DoD} = \frac{Z_{Field}}{0.44} \quad [\text{Eq. 5-14}]$$

per il rio Val del Lago, con p value < 0.01 e $R^2 = 0.49$.

Il database di analisi è stato quindi costituito selezionando tra le sezioni monitorate solamente quelle affette da colata detritica, quindi escludendo gli inneschi, e solamente quelle in cui i livelli di flusso massimi erano visibili ed identificabili su almeno una sponda. Si è quindi arrivati ad applicare le equazioni [Eq. 5-9] e [Eq. 5-10] in totale su 119 sezioni rispetto alle 190 monitorate sul rio Val Molinara e su 61 rispetto alle 73 del Rio Val del Lago. Il database delle sezioni del rio Val Molinara porta quindi ad una profondità di scavo media di 1.3 ± 0.9 m, con una lunga coda poco rappresentata fino alla profondità massima di 4.3 m (skew index $G=15.4$). Lo yield rate medio è pari a 17.9 ± 14.7 m³/m, con un massimo di 77.4 m³/m (Fig. 5-42).

5.4.3. Descrizione dei pattern erosivo dell'evento ed analisi dati

Sul rio Val Molinara i due collettori che hanno apportato maggior sedimento sono stati l'A ed il D (Fig. 3-12 Fig. 3-12), come deducibile anche dall'andamento degli Yield rate e dall'intensità delle variazioni morfologiche in . Nel tratto a collettore unico la colata detritica non ha continuato ad avere un comportamento fortemente erosivo, con tassi di erosione importanti e contribuendo per circa 2/3 al volume totale. Dagli inneschi fino a circa metà del tratto a collettore unico si nota una generale tendenza ad un aumento dei tassi erosivi, mentre nell'ultimo tratto, pur rimanendo importanti, gli stessi tendono a diminuire (Fig. 5-44).

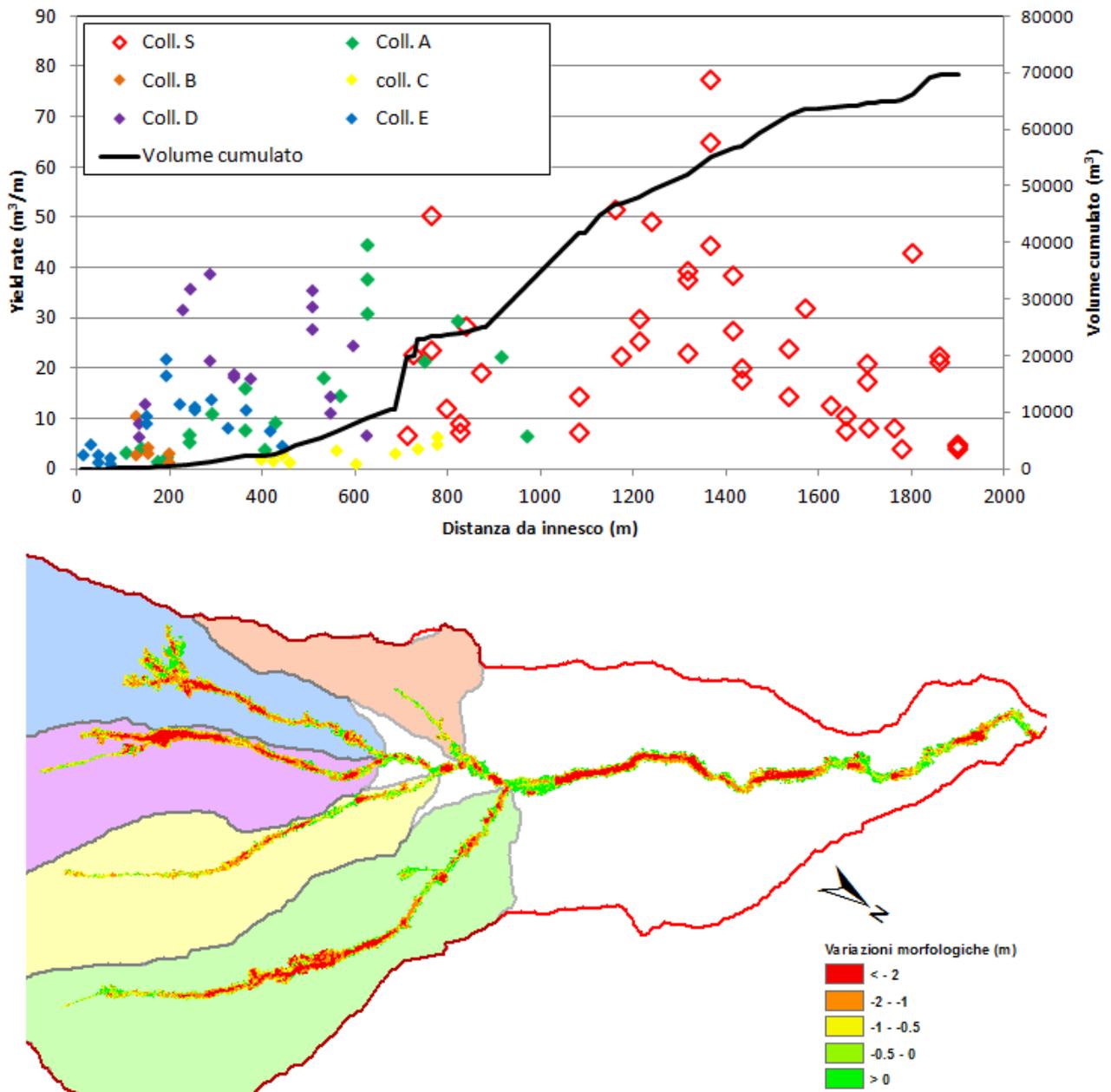


Fig. 5-44: in alto, distribuzione degli Yield rate (m^3/m) sui diversi collettori e volume cumulato (m^3 per chiarezza considerando il sole collettore A al di sopra della prima confluenza). In bassa mappa delle variazioni morfologiche sul canale del rio Val Molinara. I colori dei sottobacini sono gli stessi indicati in legenda per gli Yield Rate.

L'evento nel rio Val del Lago ha evidenziato una scarsa capacità erosiva, con tassi di erosione inferiori ai $5 \text{ m}^3/\text{m}$, nella parte dei collettori a monte della confluenza, con il collettore secondario con tassi di erosione mai superiori ai $2 \text{ m}^3/\text{m}$. A valle della confluenza si nota una zona con alte profondità erosive ed i massimi tassi erosivi. A valle di questo tratto, lungo circa 200 m, i tassi di erosione e le profondità diminuiscono e diventano più irregolare, mantenendosi comunque tra i 4 ed i $10 \text{ m}^3/\text{m}$ (Fig. 5-45).

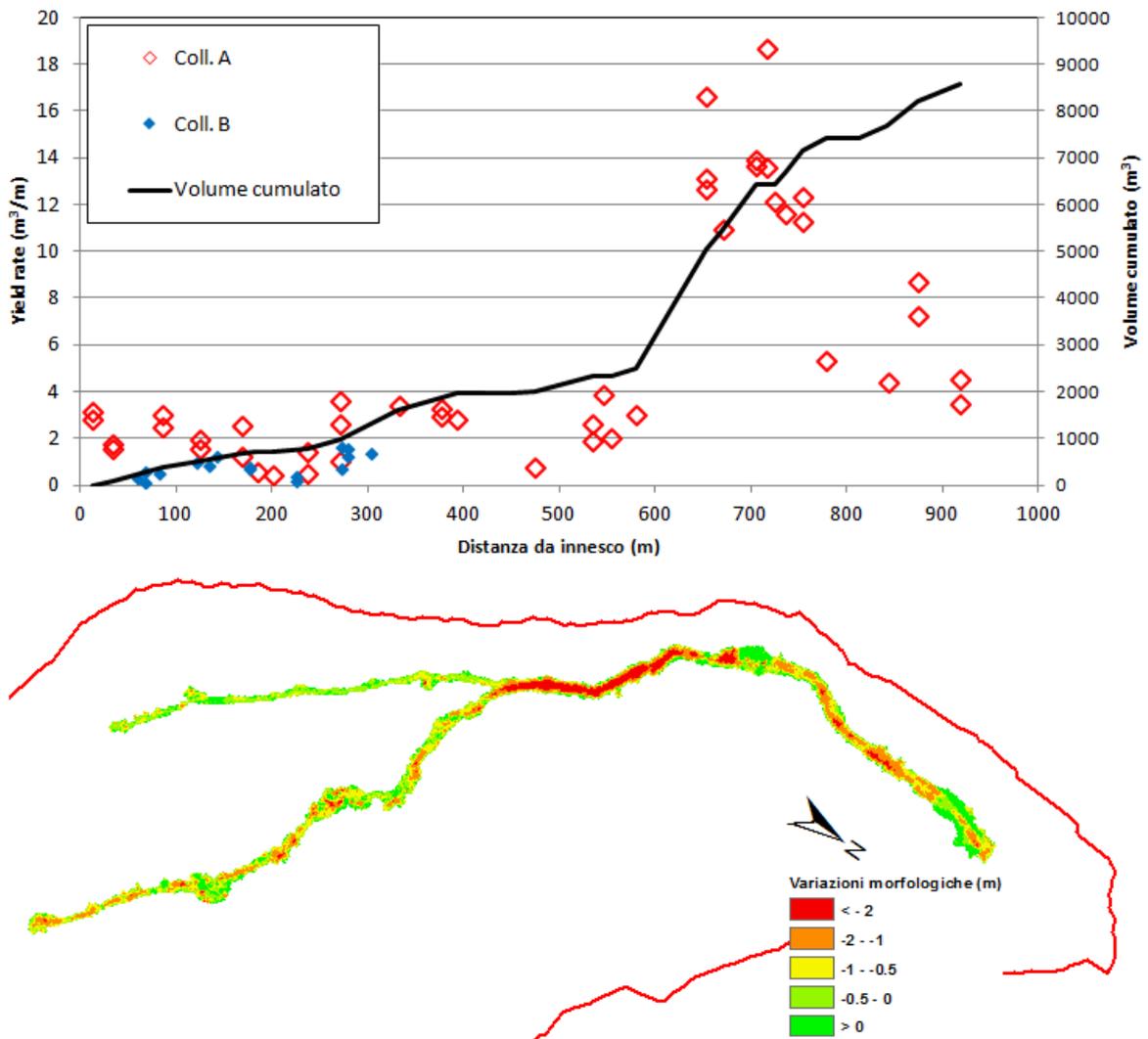


Fig. 5-45: in alto, distribuzione degli Yield rate (m^3/m) e volume cumulado nell'evento sul rio Val del Lago, con in blu il canale secondario. In bassa mappa delle variazioni morfologiche nel canale.

Parametrizzazione dell'attività erosiva.

La distribuzione delle profondità erosive nei due bacini di studio sembra essere simile (Fig. 5-46), e l'ipotesi che i due dataset possano essere trattati come un'unica popolazione statistica è stata testata sulla variabile Z normalizzata sul valore massimo di ciascun dataset ($Z_r = Z/Z_{\max}$). Attraverso il test non parametrico di Mann Whitney si è assunta come ipotesi nulla l'identità delle due popolazioni, ponendo una soglia di livello di confidenza del 95 %. L'ipotesi alternativa di operare su due popolazioni distinte è stata rigettata con un

p-value << 5%, e quindi per analizzare la distribuzione delle profondità di erosione normalizzate Z_r si sono considerati i dataset dei due bacini come presi facenti parte di un unico campione (Fig. 5-46).

Il campione normalizzato ha quindi una numerosità N di 176 elementi, una Z_r media di 0.308 e una deviazione standard di 0.228 m. Sul campione si è quindi testata la distribuzione che appariva più consona a descrivere l'andamento dei dati, identificata come la Extreme Value Type-1 (EV1), contraddistinta da una probabilità cumulata (P) di non superamento data da:

$$P = e^{-e^{-5.628\left(\frac{Z}{Z_{max}} - 0.206\right)}} \quad [\text{Eq. 5-15}]$$

La bontà dell'adattamento del campione alla distribuzione di probabilità EV1 è stata verificata tramite il test di Matalas et al. (1975), assumendo un livello di significatività del 95%.

L'equazione [Eq. 5-15] è stata testata per ricalcolare il volume eroso V_e assumendo un numero (n) di intervalli equidistanti di $Z_{r,i}$ ($=Z_i/Z_{max}$), secondo l'equazione:

$$V_e = \sum_{i=0,n} (p_{r,i} Z_{r,i} Z_{max} L b_m) \quad [\text{Eq. 5-16}]$$

dove $p_{r,i}$ è la densità di probabilità relativa calcolata tramite l'equazione [Eq. 5-11] ed associata alla profondità di erosione normalizzata $Z_{r,i}$ relativa all'*i-esimo* intervallo equidistante per Z_r , L è la lunghezza totale del canale erodibile, e b_m la larghezza media.

Il calcolo dei volumi tramite l'utilizzo della distribuzione di probabilità EV1 ha portato ad una sottostima del volume eroso crescente con il numero di intervalli, ottenendo una sottostima compresa tra il 18 % ed il 29 % nel rio Val Molinara passando da 10 a 100 intervalli, mentre nel rio Val del Lago la sottostima è minore e va dal 6 al 19 % (Tab. 5-50). La distribuzione di probabilità EV1 quindi rappresenta un buon metodo in sede preventiva, a coronamento di una stima geomorfica delle profondità potenziali massime e medie di erosione, per ipotizzare un volume potenzialmente erodibile da un evento di colata detritica partendo dal valore massimo atteso.

Tab. 5-50: confronto assoluto e percentuale tra i volumi erosi misurati tramite DoD e stimata tramite l'utilizzo di statistica EV1 con 10 e 100 intervalli di Z_r equidistanti.

	V_e DoD (m)	V_e EV1 n=10 (m) (Δ %)	V_e EV1 n=100 (m) (Δ %)	Z_{max} (m)
Val Molinara	68 400	55 900 (- 18)	48 400 (- 29)	4.3
Val del Lago	7 800	7 300 (- 6)	6 300 (- 19)	3.3

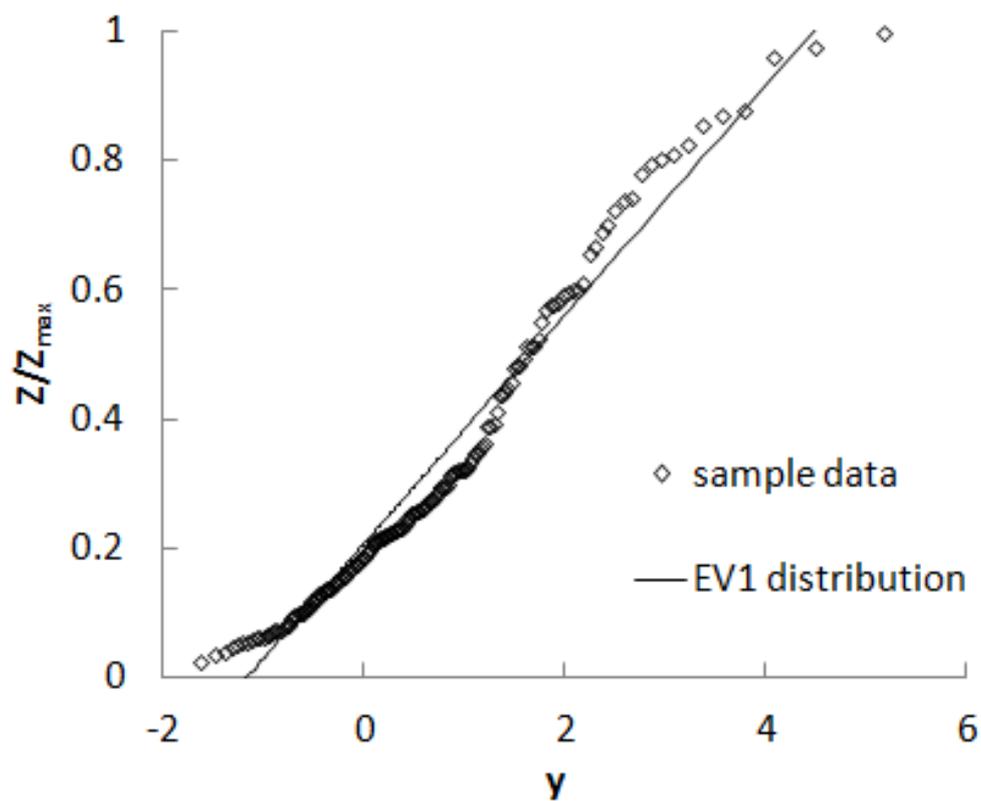
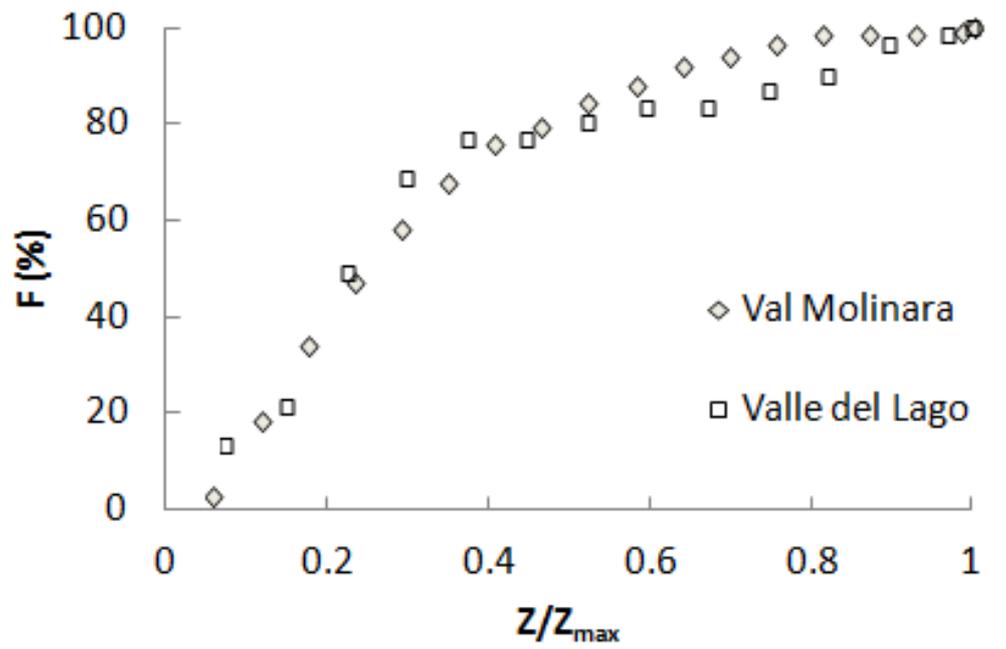


Fig. 5-46: Nel grafico in alto è riportata la frequenza cumulata ($F\%$) della variabile Z normalizzata sulla Z_{max} di ognuno dei due dataset (Z/Z_{max}). Nel grafico in basso è riportata la verifica grafica dell'adattamento del dataset riunito alla distribuzione EV1, plottando la variabile ridotta y a confronto con la variabile Z normalizzata.

Analisi empirico-statistica delle variabili morfologico-dinamiche

L'accoppiamento del rilievo di campo con il rilievo da remoto ha permesso per ogni dato di erosione su sezione di eseguire confronti accoppiati tra le grandezze morfologiche fondamentali, quindi la larghezza, la profondità del flusso, la pendenza locale (misurata tra 2 e 5 volte la larghezza dell'alveo verso monte), e da qui l'area, la velocità e la portata (Tab. 5-51)

Tab. 5-51: Parametri geometrici e dinamici minimi, massimi e medi misurati e calcolati per l'evento del 15 agosto 2010 sul rio Val Molinara, dove s è la pendenza, b la larghezza a piene rive, Z_d il tirante massimo, V la velocità e Q la portata (calcolate come da relazione II anno).

		s (m/m)	b (m)	Z_d (m)	V (m/s), media	Q (m ³ /s), alla sez. di chiusura
		Variabili misurate			Variabili calcolate	
Val Molinara	max	1.10	25.0	5.7	8.2 ± 3.7	186.0
	media	0.50 ± 0.23	8.9 ± 4.6	1.8 ± 1.1		
	min	0.11	1.3	0.3		
Val del Lago	max	0.89	15.3	3.2	5.5 ± 2.3	88.0
	media	0.51 ± 0.18	5.3 ± 2.6	1.6 ± 0.8		
	min	0.17	1.2	0.3		

La portata al picco, calcolata tramite l'equazione di Rickenmann (1999), è stata verificata sul rio Molinara in due sezioni in curva a poche decine di metri dalla sezione di chiusura, su tratti in roccia sia prima che dopo l'evento, utilizzando la formula della sopraelevazione (Tab. 5-52, Fig. 5-47). I risultati della comparazione tra i valori di portata e velocità ottenuti con le due formule mostrano differenze limitate. Per uniformità con il database si è comunque optato per mantenere come valore di riferimento quello ottenuto con l'equazione di Rickenmann (1999).



Fig. 5-47: sezione S1.1 e S 1.2, tratto in roccia sia pre che post evento, in cui su due curve si sono stimate le velocità e le portate di picco sia con l'equazione di Rickenmann (1999) [5.12], che con l'equazione per la sopraelevazione in curva [5.13].

Tab. 5-52: Velocità e portate stimate con l'equazione di Rickenmann (1999) [5.12] e verificate che con l'equazione per la sopraelevazione in curva [5.13].

	V [5.12] (ms ⁻¹)	Q _p [5.12] (m ³ s ⁻¹)	V [5.13] (ms ⁻¹)	Q _p [5.13] (m ³ s ⁻¹)
S 1.1	6.6	185.3	6.6	186.4
S 1.2	6.4	198.8	7.0	222.4

Purtroppo la scarsità di sezioni in curva non permette un'analisi più approfondita della performance delle equazioni, e sicuramente i cedimenti di sponda e alterazioni locali, uniti ad errori nella stima della morfologia pre-evento e dei livelli di evento, hanno causato errori importanti nella valutazione delle variabili che influenzano la stima di portata e velocità. Tuttavia nel campo di tale variabilità le stime ottenute sembrano avere un andamento coerente con il fenomeno, aumentando all'aumentare della distanza dall'innescio (Fig. 5-48), e quindi usando proprio il contributo procurato dall'erosione del letto.

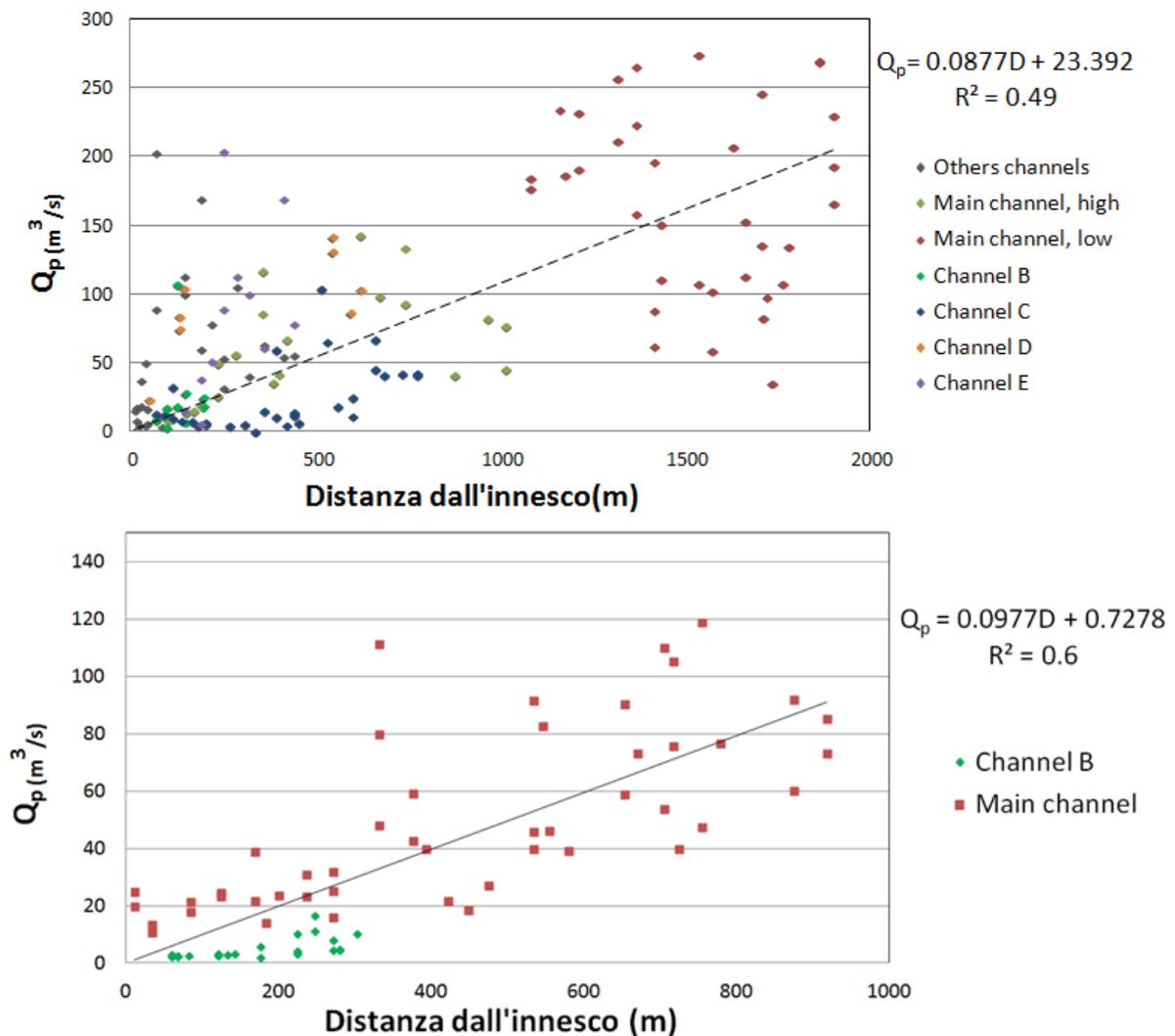


Fig. 5-48: distribuzione delle portate stimate con l'equazione empirica di Rickenmann (1999) sul rio Molinara (sopra) e sul rio Val del Lago (sotto), rispettivamente su di un campione di 190 e di 73 sezioni.

Le portate di picco evidenziate portano ad un contributo unitario in linea con i normali eventi da colata, tuttavia non va dimenticato che questi eventi hanno insistito su di un canale a morfologia stabile con bosco sostanzialmente cresciuto in alveo, e quindi si sono verificati sicuramente fenomeni di dam break che hanno potenziato il picco di colata. Inoltre le equazioni empiriche di Mizuyama (1992) di tipo $Q_p = aV^b$, fanno stimare per l'evento del rio Molinara portate comprese tra 460 e 790 m³/s con i coefficienti usati per le colate granulari e portate tra 60 e 124 m³/s con i coefficienti proposti per le colate fangose.

Il grafico mostra che vi è una certa dispersione dei valori di portata, che è connesso ad errori di stima delle sezioni di deflusso dovuto principalmente alla difficoltà ad individuare i livelli di deflusso stesso in sezioni con cedimenti spondali. Per non condizionare le elaborazioni statistiche le sezioni sono state analizzate sulla base della portata e della distanza dall'innesco, individuando un'equazione in regressione di potenza per ogni tratto di studio all'interno dei due bacini e selezionando per le elaborazioni le sezioni comprese nell'intervallo di confidenza della regressione calcolata.

L'analisi statistica per singole variabili è stata eseguita testando funzioni lineari del tipo:

$$Z = int_i + coeff_i Y \quad [Eq. 5-17]$$

dove Z è la profondità erosiva media della sezioni calcolata sulla base della larghezza orizzontale da stime di campo e corretta tramite le equazioni [5-13 e 5-14], int_i e $coeff_i$ sono i valori di coefficienti di intercetta e di pendenza e Y è la variabile morfometrica o idraulica considerata.

L'analisi statistica mediante una legge di potenza è stata invece testata con una funzione modello espressa come:

$$Z = coeff_p \cdot Y^{esp_p} \quad [Eq. 5-18]$$

con $coeff_p$ il coefficiente della funzione di potenza e esp_p l'esponente della stessa. Le relazioni sono state eseguite con il software "statistica" ed i risultati sono di seguito esposti, suddivisi per bacino, in tabella.

Le correlazioni, sia lineari che di potenza, portano sostanzialmente a tre risultati (Tab. 5-53):

- la varianza relativa spiegata (R^2) raggiunge valori di 0.5 solamente in pochi casi, ed indica un'alta dispersione dei dati indipendentemente dalla significatività statistica delle relazioni;
- la differenza tra i valori erosivi (Z) previsti e quelli misurati è solitamente nell'ordine di grandezza della media del campione, con un errore assoluto medio generalmente tra 0.5 e 0.8 m;
- le relazioni sui dati del rio Val del Lago mostrano una variabilità minore, ma in sostanza i trend individuabili sono simili nei due bacini e mostrano R^2 comparabili.

Tab. 5-53: Correlazioni lineari ed in legge di potenza della profondità di erosione (Z) rispetto alle grandezze morfologiche ed idrauliche misurate e calcolate sulle N sezioni analizzate (N val Molinara = 115, N val del Lago = 61). La significatività è espressa secondo i valori di p-value: n.s. = non significativo, * = p-value < 0.05, ** = p - value < 0.01. Per ogni relazione è espressa anche la variabilità spiegata (R^2), e l'errore assoluto medio (mae).

x	Correlazioni lineari				Correlazioni in legge di potenza			
	Molinara		Val del Lago		Molinara		Val del Lago	
	$Z=\alpha+\epsilon x$	R^2 Mae (m)	$Z=\alpha+\epsilon x$	R^2 Mae (m)	$Z=\alpha x^\epsilon$	R^2 Mae (m)	$Z=\alpha x^\epsilon$	R^2 Mae (m)
B (m)	$0.21+0.13 x$	0.22 ns 0.69	$0.07+0.20 x$	0.27 ns 0.62	$0.23 x^{0.84}$	0.23 ns 0.82	$0.26 x^{0.90}$	0.27 ns 0.63
Conf	$1.08+0.28 x$	0.18 ns 0.78	$0.41+0.58 x$	0.44 * 0.64	$1.39 x^{0.28}$	0.24 * 0.78	$1.03 x^{0.63}$	0.45 * 0.65
Z_d (m)	$-0.32+0.37 x$	0.45 ** 0.68	$-0.13+0.65 x$	0.40 ** 0.55	$0.66 x^{0.73}$	0.46 ** 0.68	$0.44 x^{1.29}$	0.50 ** 0.55
S (m/m)	$2.07-1.20 x$	0.21 * 0.75	$2.71-2.89 x$	0.53 ** 0.68	$1.14 x^{-0.29}$	0.26 ** 0.68	$0.54 x^{-1.03}$	0.56 ** 0.63
V_{cum} (m^3)	$1.31+0.7 \times 10^{-5} x$	0.17 ** 0.78	$0.61+2 \times 10^{-4} x$	0.68 ** 0.53	$0.51 x^{0.12}$	0.34 ** 0.76	$0.05 x^{0.43}$	0.66 ** 0.59
v (m/s)	$0.19+0.15 x$	0.35 ** 0.72	$0.13+0.19 x$	0.44 ** 0.67	$0.25 x^{0.82}$	0.40 ** 0.73	$0.29 x^{0.82}$	0.42 ** 0.67
Q (m^3/s)	$0.79+0.0036x$	0.47 ** 0.68	$0.67+0.0087 x$	0.64 ** 0.59	$0.20 x^{0.39}$	0.65 ** 0.64	$0.26 x^{0.40}$	0.60 ** 0.56

Analizzando più in dettaglio le relazioni sulle variabili si possono fare delle considerazioni specifiche:

- La larghezza a piene rive non sembra avere una correlazione robusta con la profondità di scavo, e ancora meno pare averne il confinamento (Z_d/B), che poteva essere un previsore di aumenti di sforzi tangenziali localizzati. La variabilità spiegata è sempre molto bassa, così come la significatività, mentre il mae raggiunge valori anche sopra 0.8 m.
- La profondità del flusso (Z_d) risulta la variabile più relazionata all'erosione, con regressioni sempre significative. La variabilità spiegata tuttavia rimane bassa (0.40-0.50) con piccole differenze tra correlazioni lineari e di potenza. La performance delle variabili predittive è più uniformemente distribuita utilizzando una funzione lineare (Tab. 5-53, Fig. 5-49). I coefficienti angolari della funzione lineare sui due bacini sono simili, e variano da 0.37 a 0.65 passando dal rio Molinara al rio Val del Lago.

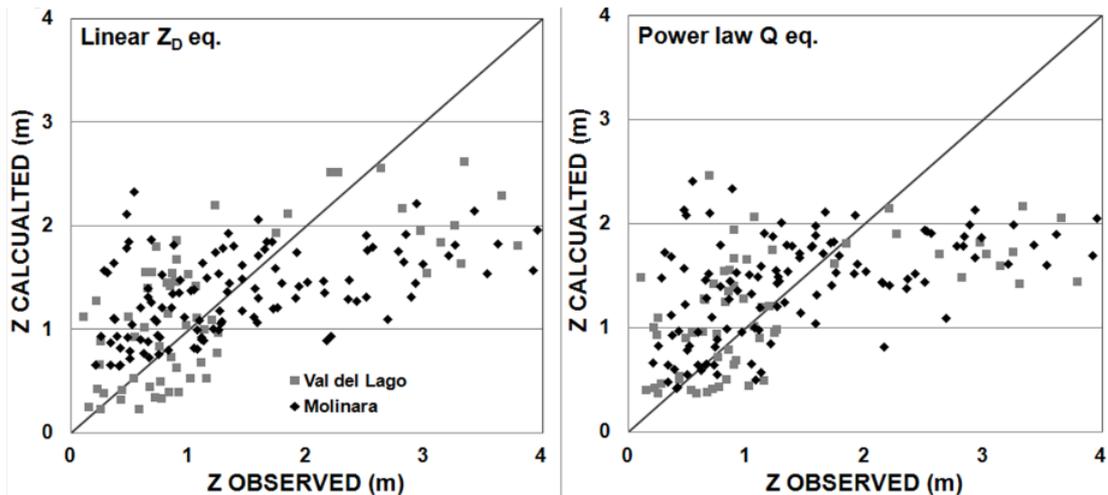


Fig. 5-49: Plotting dei dati calcolati e osservati per le regressioni lineari di tirante e di regressione di potenza sulla portata rispetto alla profondità di erosione. In nero sono riportati i dati del rio Val Molinara ed in grigio i dati del rio Val del Lago.

- Le relazioni tra la pendenza (s) e la profondità di erosione (Z) sono inverse in entrambe i bacini, anche se con una varianza relativa spiegata molto bassa sul rio val Molinara e media per il rio Val del Lago (Fig. 5-50).

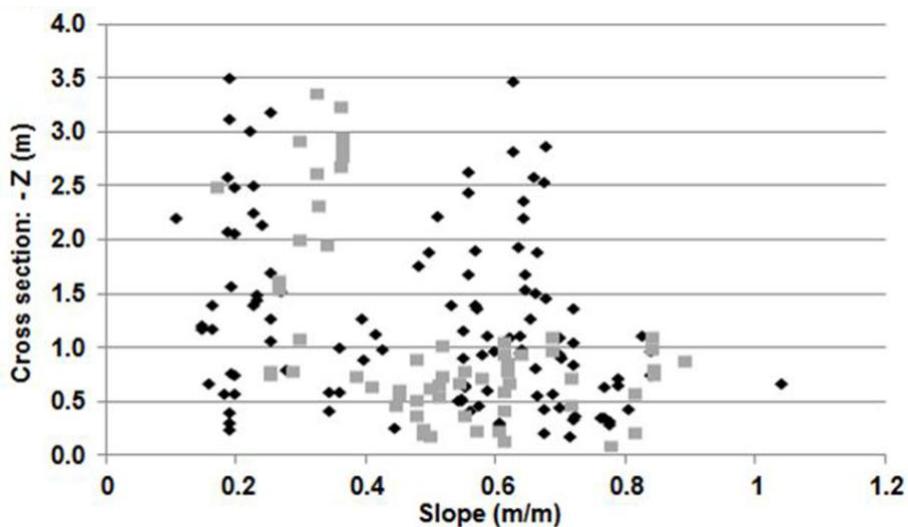


Fig. 5-50: Plotting dei dati di pendenza dei canali per i corrispettivi dati di erosione ($-Z$, valori positivi) nei bacini val Molinara (nero), e val del Lago (grigio).

- Le differenze nella variabilità spiegata e nel mae, con correlazioni dirette più espresse nel rio Val del Lago rispetto al rio Val Molinara si ripetono anche per la variabile Volume Cumulato.

- Le variabili idrauliche, quindi velocità e portata, che sono state calcolate indirettamente, presentano un buon grado di variabilità relativa spiegata, con la portata che mostra le migliori performance. Sul rio Val Molinara si ottengono correlazioni dirette tra profondità di scavo e la portata con R^2 circa uguale a 0.5, parametro che sale a 0.6 sul rio Val del Lago. Le correlazioni, tuttavia, mostrano un'importante sovrastima per tirante e portate bassi e sottostima per tirante e portate alti (Fig. 2-9).

Influenza delle grandezze fisiche sui pattern erosivi

Il calcolo indiretto degli sforzi normale e tangenziale è stato eseguito, utilizzando il modello proposto da Hungr et al. (2005) e considerando i valori massimi, plausibilmente riscontrabili al passaggio del fronte di colata.

Lo sforzo tangenziale basale τ presenta per il rio val Molinara valori da 9 a 61 kPa, e da 6 a 40 kPa nel rio Val del Lago. Lo sforzo normale (σ) nei due bacini varia da 13 a 113 kPa nel rio Val Molinara e da 10 a 111 kPa nel rio val del Lago (Fig. 5-51). E' evidente una forte dispersione dei dati per entrambe le variabili, che tuttavia risultano essere correlati in modo diretto con la profondità di erosione (p value < 0.05), e con un coefficiente angolare sostanzialmente uguale per entrambi i bacini e su entrambe gli sforzi.

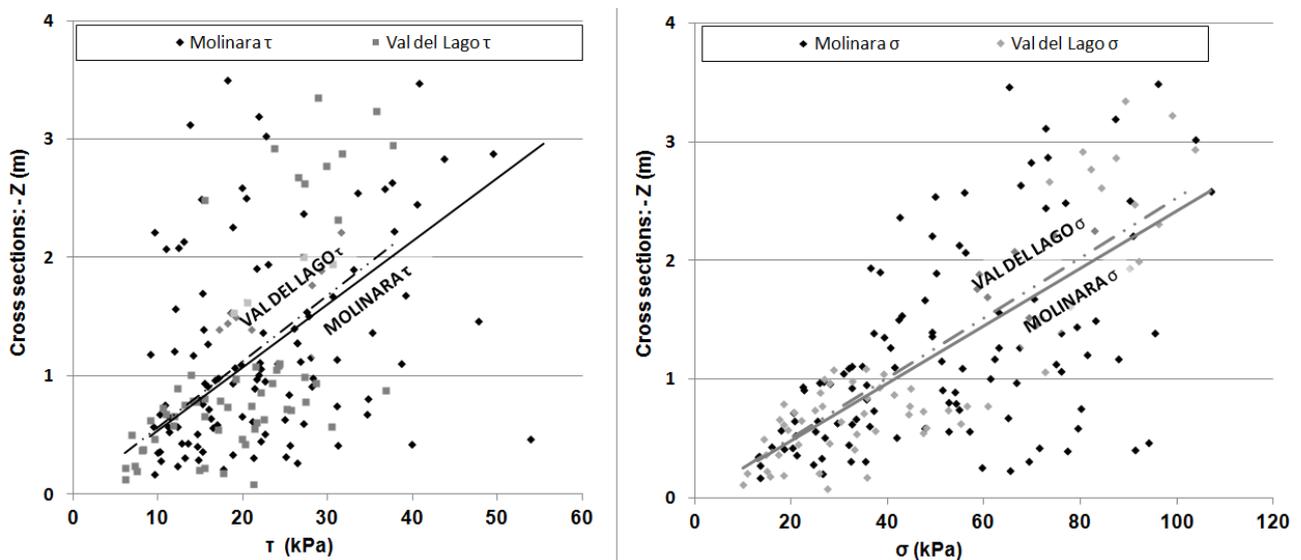


Fig. 5-51: Profondità di erosione (-Z) in funzione dello sforzo tangenziale (τ) e sforzo normale (σ) sulle sezioni monitorate. In linea nera continua la retta di regressione per i dati del rio Val Molinara, in linea nera puntata la retta di regressione sui dati del rio Val del Lago.

Raggruppando i dati dei due bacini e comprimendo il database in valori medi su classi ampie 5 kPa sia per lo sforzo normale che per lo sforzo tangenziale, è stato possibile diminuire il rumore presente nei dati e ottenere relazioni per la profondità media delle classi (Z'), rispetto al valore medio di sforzo tangenziale e normale della classe (τ' e σ'), espresse rispettivamente secondo le relazioni:

$$Z' = 0.059 \tau' \quad \text{[Eq. 5-19]}$$

$$Z' = 0.027 \sigma' \quad \text{[Eq. 5-20]}$$

che mostrano un'elevata significatività statistica (p -value < 0,01) e un'elevata varianza relativa spiegata, con R^2 pari a 0.74 sul rio Val Molinara e 0.86 sul rio val del Lago (mae 0.22 m, 0.20 m), indicando un alto valore predittivo (Fig. 5-52), se si ammette a priori che il valore previsto è compreso in un intervallo di ± 2.5 kPa (Fig. 5-52).

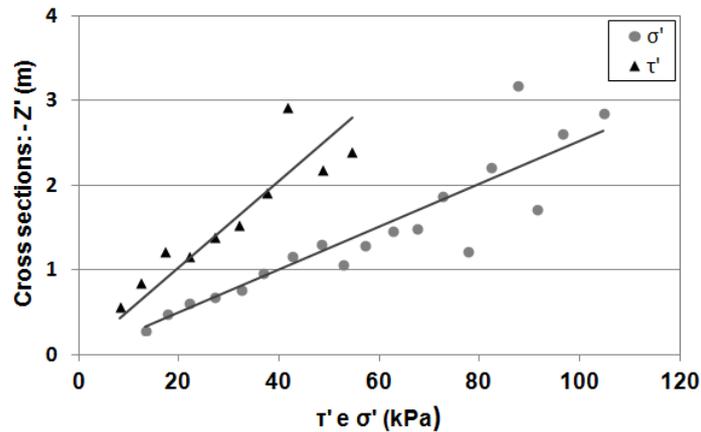


Fig. 5-52: Profondità di erosione media (-Z') in funzione dello sforzo tangenziale medio (τ') e sforzo normale medio (σ') per classi di ampiezza 5 kPa sulle sezioni monitorate. In linea nera continua la retta di regressione per i dati del rio Val Molinara, in linea nera puntata la retta di regressione sui dati del rio Val del Lago.

Il rapporto tra sforzo tangenziale e sforzo normale descrive le proprietà del fluido di colata ed è condizionato sia dalla tipologia del materiale detritico sia dalla concentrazione volumetrica della miscela liquido-solido. Sui due casi di studio analizzati tale rapporto è stato studiato su tutto il reticolo in esame, arrivando a definire diverse correlazioni tra sforzo tangenziale e basale che sembrano descrivere diversi stadi della colata.

Tali dinamiche sono facilmente identificabili nel bacino del rio Val del Lago, in cui sul collettore principale, plausibilmente coinvolto dalla stessa colata, si identificano due rette di regressioni differenti. Il collettore principale, plausibilmente con un'onda differita rispetto al secondario, si pone all'incirca sull'andamento della parte di monte del collettore principale, con un coefficiente angolare simile (Fig. 5-52). Le correlazioni tra le variabili sono altamente significative (p -value < 0.01) e la variabilità spiegata dalle regressioni è di 0.72 per la zona di monte del collettore principale, 0.41 per la zona di monte dello stesso e 0.87 per il collettore secondario (Fig. 5-53).

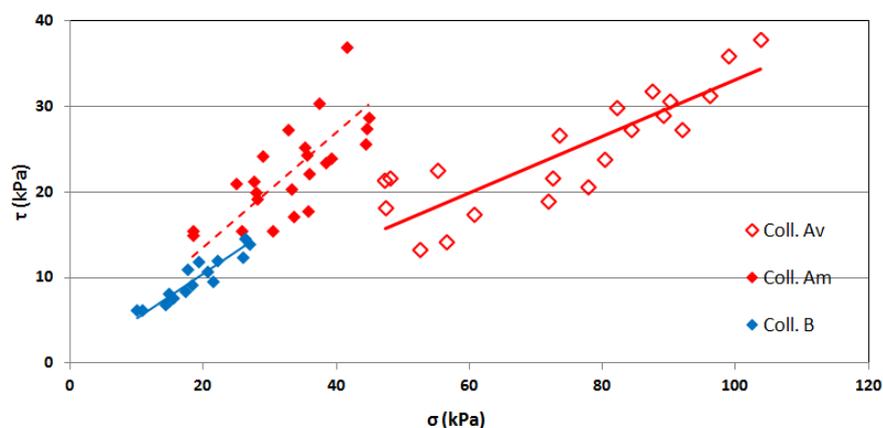


Fig. 5-53: andamento del rapporto tra sforzo tangenziale e sforzo normale lungo il reticolo del bacino rio Val del Lago. In blu i dati e la regressione lineare del collettore secondario, in rosso pieno e linea tratteggiata la zona di monte del collettore principale (Am) ed in rosso vuoto e linea continua rossa la zona di monte del collettore principale (Av).

Il rio Val Molinara mostra un reticolo più complesso, in cui presumibilmente il fronte principale di colata proviene o dal collettore A o, meno probabilmente, dal collettore D, mentre gli altri hanno influito plausibilmente in modo minoritario. Questa dinamica, emersa dai rilievi di campo, viene evidenziata in modo importante nello studio dei rapporti tra sforzo tangenziale e sforzo normale nel reticolo idrografico del bacino. A macroscala di tratto si evidenziano correlazioni statisticamente significative (p -value < 0.01), con variabilità spiegata scarsa per l'asta principale ($R^2=0.15$,) ed elevata per tutta la popolazione dei collettori secondari ($R^2=0.82$). Andando a definire meglio i sottotratti si identificano pattern di rapporti τ/σ maggiori andando da monte verso valle, e con variabilità spiegata sempre maggiore via via che si dettaglia l'analisi all'interno del bacino(Fig. 5-54).

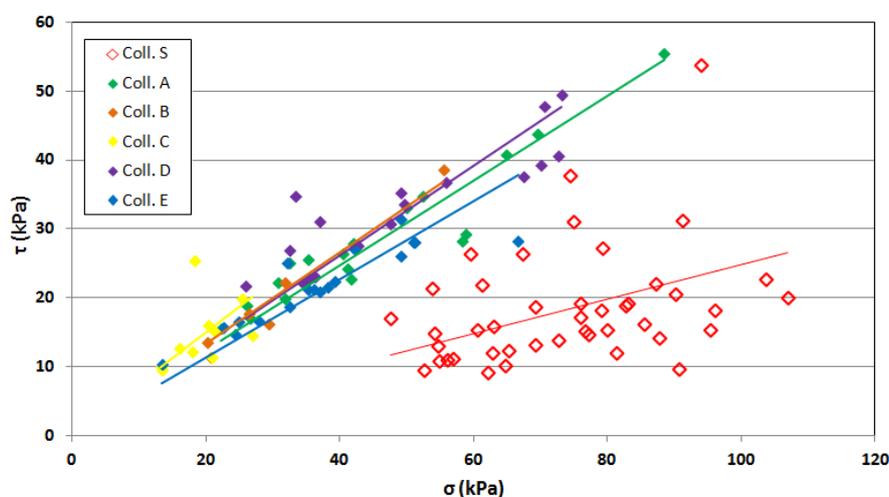


Fig. 5-54: relazione tra sforzo normale e sforzo tangenziale nel collettore principale del rio Val Molinara e nei collettori secondari, come da colori in Fig. 2-4. Con le linee sono rappresentate le relative rette di regressione.

Andando a ad individuare in modo dettagliato il collettore principale (tratto S) e, ad esempio, il collettore A (verde), all'interno si individuano dinamiche differenti con una sorta di "passaggi di stato" tra zone differenti. In particolare il collettore principale viene suddiviso in primo luogo in alto (a) e basso (b), ponendo come limite la confluenza del collettore A con gli il canale principale stesso. Il miglioramento della variabilità spiegata è già elevato (R^2 da 0.15 a 0.55), ma se si investiga il pattern del rapporto τ/σ si nota un rapporto che rimane pressoché costante per tutto il tratto (S_{bn}), con un valore di 0.19 e con oscillazioni nella parte alta (S_{ba}) verso valori superiori ed inferiori nella parte bassa (S_{bb}). La stessa dinamica si osserva nel collettore A suddividendolo alla confluenza con un piccolo collettore in sx (lunghezza < 50 m) parzialmente attivato, ma non monitorato (Fig. 5-52, Fig. 5-53, Tab. 5-54).

Osservando l'evoluzione del rapporto τ/σ sui collettori tra loro plausibilmente percorsi dallo stesso fronte di colata collegando i punti successivi lungo il profilo dei canali stessi, si nota che i "cambi di stato" avvengono in modo abbastanza violento, con solo pochi punti di fase intermedia, e portano a valori di rapporto minori scendendo verso valle. Queste dinamiche sono osservabili su entrambe i bacini e a tutte le scale analizzate (Fig. 5-55Fig. 5-55).

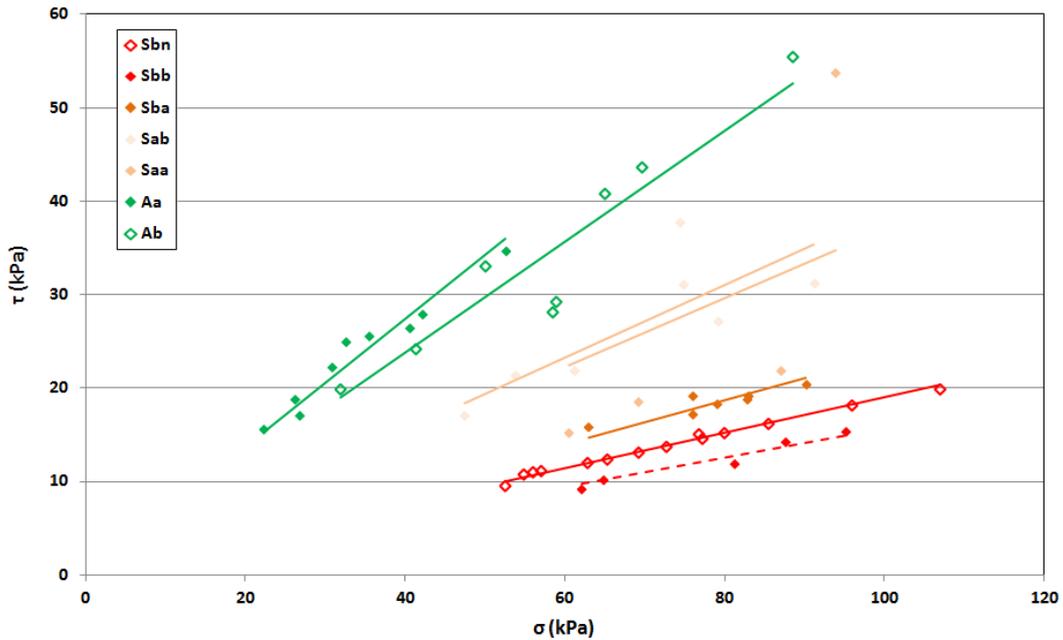


Fig. 5-55: relazione tra sforzo normale e sforzo tangenziale analizzati nel dettaglio nel collettore principale del rio Val Molinara e nel collettore A.

Tab. 5-54: coefficienti angolari delle rette $\tau = m \sigma$ e relativi R^2 delle regressioni nei casi di studio con analisi a scala crescente. La prima lettera delle sigle rappresenta il collettore, i suffissi "a" descrivono i tratti alti, i suffissi "b" i tratti bassi dei canali.

	Zona	Coeff.	R^2	Zona	Coeff.	R^2	Zona	Coeff.	R^2
Val Molinara	Canale principale	0.24	0.15	Sb	0.2	0.44	Sbb	0.16	0.95
							Sbn	0.19	0.99
							Sba	0.23	0.8
				Sa	0.38	0.48	Sab	0.2	0.67
							Saa	0.38	0.44
							A	0.61	0.86
	Collettori	0.61	0.82	A	0.61	0.86	Ab	0.59	0.88
							Aa	0.68	0.94
				B			0.66	0.95	
				C			0.69	0.58	
				D	0.65	0.64	Db	0.57	0.96
							Dn	0.67	0.98
							Da	0.83	0.97
E	0.59	0.83	Eb	0.56	0.91				
			Ea	0.62	0.86				
Val del Lago	A valle			0.32	0.71				
	A monte			0.64	0.42				
	B			0.52	0.87				

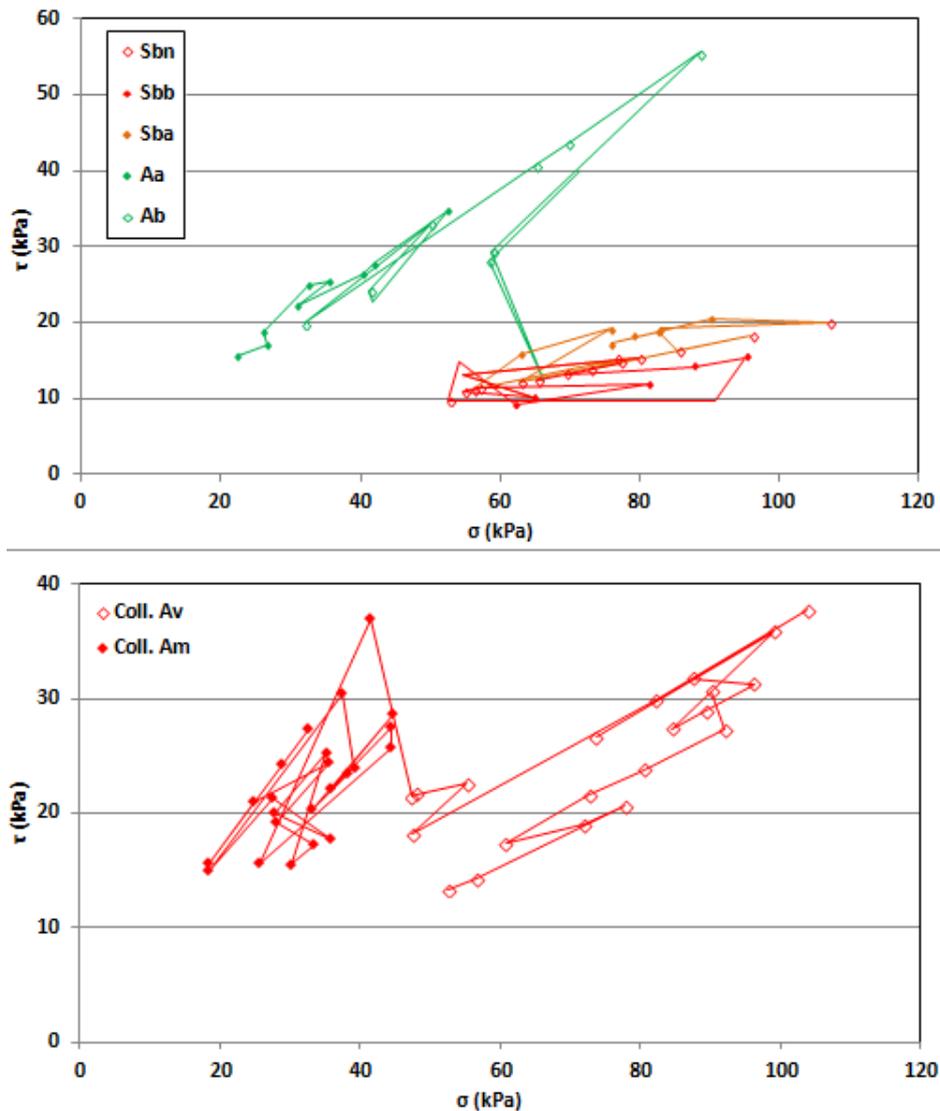


Fig. 5-56: Evoluzione del rapporto τ/σ lungo il percorso della colata detritica nel rio Val Molinara (in alto) e nel rio Val del Lago (in basso).

Il rapporto tra gli sforzi tangenziali e normali e la pressione interstiziale (pore pressure, p) e l'importanza della pressione interstiziale stessa sia nella propagazione della colata detritica sia nei fenomeni erosivi sono state evidenziate da McArdell et al. (2007) in campo, da Iverson et al. (2011) in canaletta artificiale a grande scala da D'Agostino et al. (2013) in laboratorio a piccola scala. Sui siti di studio di Val Molinara e Val del Lago è possibile osservare l'effetto della pressione interstiziale sulla profondità di erosione lungo lo sviluppo del fronte di colate nel reticolo di entrambe i bacini e in sincronia con l'evoluzione della colata stessa evidenziato con il rapporto τ/σ [Eq. 4-10]. Le correlazioni evidenziate sono di tipo logaritmico e mostrano alti livelli di significatività con p -value < 0.01 , ad eccezione del tratto B del rio Val Molinara (p -value < 0.05). I migliori risultati in termine di variabilità spiegata si sono ottenuti con i tratti di collettore principale, rispettivamente con R^2 di 0.73 e 0.87 rispettivamente per rio Val Molinara e rio Val del Lago (Tab. 5-55, Fig. 5-57). I campi di esistenza sono simili per entrambe i bacini, da circa 2 a 9 kPa nel rio Val Molinara e da 2 a 7 kPa nel rio Val del Lago, e la variabilità della risposta in termini erosivi tende ad aumentare all'aumentare

dei valori di pressione interstiziale. Su entrambe i bacini i coefficienti delle funzioni logaritmiche sono tanto maggiori quanto maggiore è l'attività in termini di volume mobilizzato dai diversi collettori.

Tab. 5-55: Relazioni logaritmiche tra pressione interstiziale e profondità di erosione nei tratti dei due bacini di studio. Sono indicati i coefficiente (coeff.), l'intersezione con l'asse y (q) e l' R^2 . Tutte le correlazione hanno p-value < 0.01, ad eccezione del tratto B nel rio Val Molinara, che mostra un p-value < 0.05.

	Val Molinara						Val del Lago		
	S	A	B	C	D	E	Am	Av	B
coeff.	1.9	1.3	0.5	0.6	1.6	1.1	2.6	0.9	0.7
q	-0.7	-0.6	0.1	-0.2	-0.7	-0.4	-1.3	-0.3	-0.4
R^2	0.73	0.69	0.16	0.53	0.58	0.69	0.87	0.65	0.78

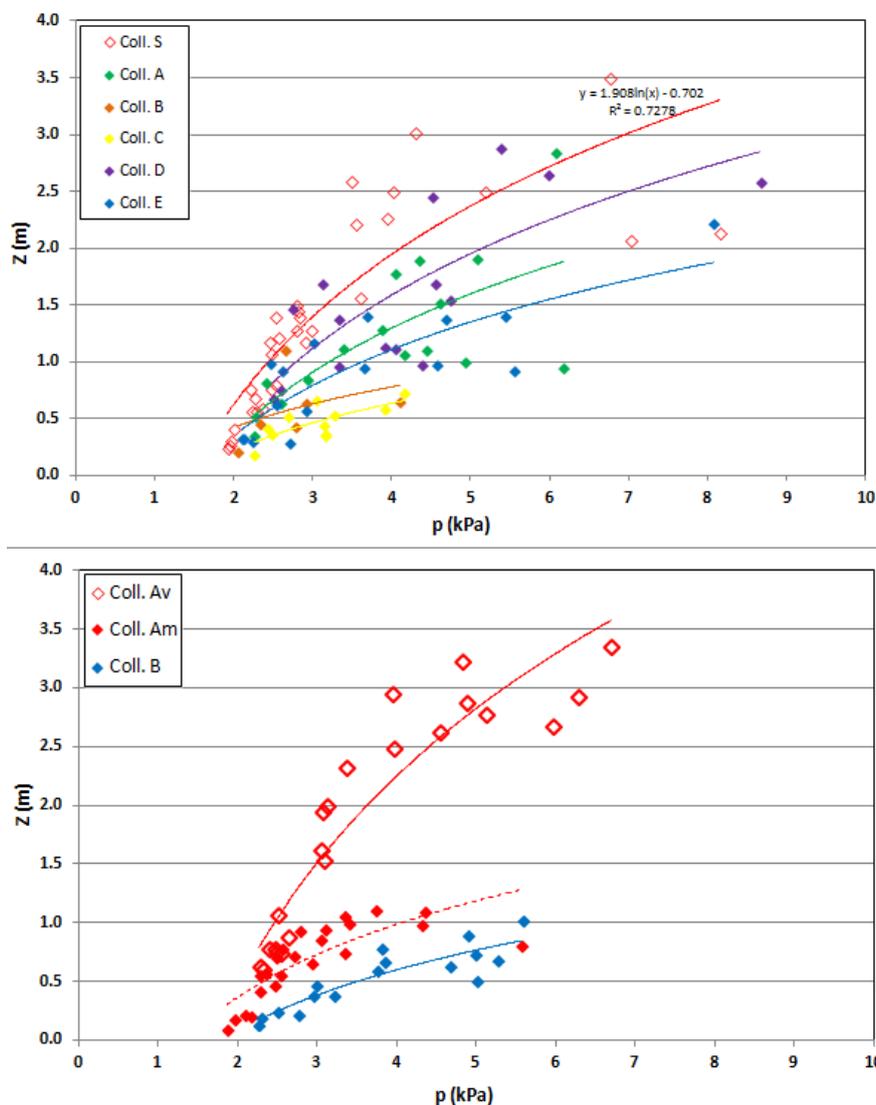


Fig. 5-57: Regressioni logaritmiche tra la pressione interstiziale e la profondità di scavo nei bacini di studio. I tratti sono indicati come da colori in Fig. 3-12. Le linee rappresentano le funzioni logaritmiche di regressione.

6. Discussioni

6.1. Identificazione delle priorità di intervento delle aree sorgente di sedimento in bacini soggetti a colate detritiche

La prospettiva fondante su cui sono state costruite le ipotesi costitutive per realizzare l'MPI è di poter realizzare facilmente e con una procedura oggettiva le priorità gestionali e sistematorie in un bacino suscettibile a colate detritiche realizzando una graduatoria delle aree sorgente di sedimento dalla più alla meno problematica sotto l'aspetto del pericolo idrogeologico per una data sezione di chiusura. Nell'applicazione della metodologia proposta, il calcolo dei tre indicatori che compongono l'indice MPI e permettono di arrivare alla mappa in Fig. 5-4 dipende direttamente dalle semplificazioni e dall'origine empirica delle equazioni [Eq. 5-2, Eq. 5-5, Eq. 5-6 e Eq. 5-7].

L'indicatore di suscettibilità SUI_m opera come una valutazione integrale del bacino, considerando sia fattori morfologici che di disponibilità di sedimento. I valori di SUI_m sono maggiori e i più uniformi di quelli riportati da Dong et al. (2009), che mostrano un range da 0 a 5.35 per bacini soggetti a colate detritiche. Ciò è motivato principalmente da una disponibilità di sedimento molto maggiore nel Rio Gatria piuttosto che nei bacini Taiwanesi, percorsi pochi anni prima della scrittura dell'articolo da violenti tifoni che hanno causato ripulitura del reticolo e delle aree sorgenti. La variabile più complessa e sensibile da valutare nell'indice SUI_m è proprio il volume di sedimento disponibile V_{sb} . In questo contesto le approssimazioni nella stima dei tassi di disponibilità lineare di sedimento dai canali (V_{ch}), e dalle aree sorgenti (ΣV_{oi}) sono state evidenziate da numerosi autori (Hungry et al., 1984; D'Agostino and Marchi, 2001; D'Agostino and Marchi, 2003; Kienholz et al., 2003; Hungry et al., 2005).

La stima geomorfica del volume V_{sb} per il bacino del rio Gatria ha portato ad una quantificazione che eccede il milione di metri cubi, il 60% dalle aree sorgente ed il 40% dal reticolo idrografico. Il valore è realistico se si considera che il bacino copre 6.3 km^2 , e l'inviluppo maggiore suggerito da Marchi e D'Agostino (2004) - volumi di colata detritica per bacino da colata detritica ($70\,000 \text{ m}^3/\text{km}^2$) - è sorpassato solo di un fattore due. Ciò significa che in via teorica il 50% del volume disponibile, secondo i dati di letteratura, potrebbe essere preso in carico da un singolo evento estremo. Il valore di Yield Rate corrispondente ai valori di volume misurati è tra 10 e $16 \text{ m}^3/\text{m}$ per i sottobacini, comparabile con valori medio-alti evidenziati sulle alpi nord-orientali (Italia) da D'Agostino e Marchi (2004), che rientrano nel range suggerito da Hungry et al. (1984) per la British Columbia (Canada) ed in altri siti di studio (Hungry et al., 2005). La quantità potenziale di sedimento proveniente dalle aree sorgente è imputabile a frane superficiali con una profondità media di 0.75 m , ed eccede di circa il 40% il valore che risulterebbe dall'applicazione delle formule empiriche a base volume-area del bacino proposte da Guthrie ed Evans (2004, p. 1331). Nonostante

questo, la letteratura mostra che quando ci si rapporta con frane superficiali ma che insistono su pendenze oltre i 35°, che nel rio Gatria rappresentano il 95% della superficie, volumi di sedimento disponibile di questa magnitudo non devono stupire (Bovis e Jakob, 1998).

Dopo l'estrazione delle SSA_i , l'indicatore T_i è calcolato in modo immediato tramite strumenti GIS. La precisione del calcolo di T_i è da considerarsi in relazione alla mappatura delle aree sorgente stesse, al calcolo delle direzioni di deflusso e della pendenza, che sono DTM derivate e quindi dipendono a loro volta direttamente dalla qualità del DTM stesso. Considerando l'accuratezza attuale della topografia LiDAR derivata su pendenze elevate, è importante che la scala spaziale degli inneschi e della movimentazione del sedimento (rappresentato nella procedura rispettivamente dalla larghezza dell'area sorgente e da quella del canale), sia maggiore della risoluzione del DTM. La letteratura (Stolz e Huggel, 2008, Tarolli e Dalla Fontana, 2009) suggerisce che la risoluzione del DTM dovrebbe essere minore o uguale ai 5 metri per questo tipo di features. L'adozione di un DTM a 2.5 m è stata quindi accurata, in quanto la larghezza minima del reticolo idografico rilevata è stata di circa 3 m (tratti di canale tra 1500 e 2300 m), mentre la larghezza minima delle aree sorgente è stata misurata in 25 m, 10 volte la risoluzione del DTM.

Le fonti di incertezza possono essere importanti in particolar modo nel contesto delle stime geomorfiche in relazione al calcolo del volume di sedimento calcolato in modo dinamico da ogni area sorgente di sedimento SSA_i tramite l'indicatore VB_i . Anche per questo indicatore sono valide le considerazioni sulla correttezza e risoluzione topografica espresse nel contesto dell'indicatore T_i , che implica un principio di indipendenza di contribuzione di sedimento. Se due o più aree sorgente vicine o conseguenti innescano assieme colate detritiche, ciò non è valutato dal modello, che considera ogni area sorgente in modo indipendente ipotizzando che l'area sorgente più "suscettibile" sia anche quella che può avere l'effetto maggiore. In questo senso la metodologia è focalizzata sulla disponibilità di sedimento, sull'attitudine all'innescamento e alla propagazione della colata detritica in modo indipendente da uno specifico evento pluviometrico associato ad un determinato tempo di ritorno e che può essere studiato analizzando il comportamento idrologico-geomorfologico.

Assumendo la destabilizzazione di ogni SSA_i (contributo in volume di sedimento V_{0i}), l'indicatore VB_i considera la propagazione alla sezione di chiusura calcolando le variazioni per erosione/deposizione seguendo approcci ben definiti suggeriti da numerosi autori (Fannin and Wise, 2001; Hungr et al., 2005; Breien et al., 2008; Conway et al., 2010). Il volume eroso e/o depositato (V_{ci}) nel calcolo del VB_i è regolato dall'equazione [Eq. 5-8], calibrata utilizzando dati di campo. Valori inusitatamente elevati di R^2 e l'elevata significatività sono evidenti rispetto ad altri studi, che mostrano scatter molto più elevati ed un'alto numero di variabili (Rickenmann et al., 2003, Hungr et al., 2005, Iverson et al., 2011). Nel bacino del Gatria la selezione esclusivamente di canali da colata appena formati a seguito di avulsioni su substrato omogeneo, non confinato, senza sostanzialmente altre variabili se non la pendenza, ha portato alla realizzazione di un

dataset omogeneo in cui l'effetto della pendenza è stato "isolato" (Fig. 6-1). Una relazione simile all'[Eq. 5-8] era stata proposta da Kronfellner-Krauss (1985) come involucro superiore della profondità erosiva (su eventi di colata detritica in Austria). Una riformulazione dell'equazione, utilizzando le unità di misura dell'[Eq. 5-8], può essere scritta come:

$$D_j = 0.258 S'_j + 0.932 \quad [6-1]$$

dove la pendenza del canale S'_j è nel range 14° - 31° . Il confronto tra le equazioni [Eq. 5-8] e [Eq. 6-1] all'interno dell'intervallo di validità di pendenza di entrambe per il verificarsi di erosione ($19^\circ < S'_j < 31^\circ$) indica che la profondità di erosione D_j misurate nel sistema del Gatria è approssimativamente un ordine di magnitudo minore di quello misurato da Kronfellner-Krauss (1985), sottolineando la necessità di una taratura sito-specifica.



Fig. 6-1: zona sommitale del rio Gatria, sul terrazzo glaciale a quota 2600 m s.l.m.. In evidenza i canali da colata detritica in condizioni semplificate studiate per stimare l'equazione [Eq. 5-8].

Si ricorda che in situazioni meno controllate e standardizzate le dinamiche di erosione in canale possono essere molto meno influenzate dalla pendenza. Per esempio Cavalli et al. (2007) sulla base di misure post-evento sul Rio Cucco (Udine, Italia) hanno evidenziato valori di erosione decrescenti al crescere della pendenza su pendenze importanti. Tali misurazioni erano principalmente influenzate da una bassa disponibilità di sedimento sugli affioramenti rocciosi sulle pendenze maggiori. L'equazione [Eq. 5-8] predice altezze di deposizione per pendenze di canale tra 4.5° e 18.7° , con il limite maggiore che rappresenta una

pendenza di equilibrio in cui non si registra né erosione né deposito, ma solo trasporto. Questo range di pendenza è in accordo con quanto osservato da Conway et al. (2010) nell'area islandese di Westfjoord e da Fannin e Wise (2001) nella British Columbia. Hungr et al. (2005) allo stesso modo hanno evidenziato i risultati di numerosi studi, riportando un angolo deposizionale tra 10° e 20°, con valori estremi tra 1° e 40°. Per dei casi di studio molto simili a quelli analizzati sulle "single track" del rio Gadria, Conway et al. (2010) hanno ricostruito un limite inferiore per i fenomeni erosivi a 19° ed un limite inferiore per la deposizione a 5-10° per la deposizione. Deposizione su pendenze maggiori è stata riscontrata dagli autori fino a 25°, ma sulla base della classificazione di deposizione degli argini di colata autoimposti nella fase di trasporto.

Riassumendo, i due punti cruciali della valutazione del VB_i nella metodologia MPI sono i seguenti:

- (i) la pendenza di equilibrio (né erosione né deposito) dei debris-flow è fondamentale, in quanto influenza direttamente la dimensione dei due sottocampioni di aree sorgenti con volume sufficiente o insufficiente per raggiungere la sezione critica di chiusura;
- (ii) la tipologia di relazione per predire erosione e deposito dovrebbe essere studiata "ad hoc" per ogni caso di studio come ogni altra grandezza geomorfica come la geometria della sezione e le variabili condizionanti le dinamiche di erosione e deposito come gli affioramenti rocciosi e le discontinuità tettoniche.

Si evidenzia ovviamente che questi due punti rappresentano anche le maggiori difficoltà nell'applicare la metodologia MPI ad un bacino suscettibile di colata detritica. In particolare l'equazione pendenza-dipendente non è facilmente derivabile, e quindi possono essere adottate delle semplificazioni, come ad esempio una profondità costante di erosione e deposito (D_j) indipendenti dalla pendenza del canale ma solo dipendente dall'essere maggiore (D_j positiva) o minore (D_j negativa) di una pendenza di equilibrio o di un range di pendenza di equilibrio. Inoltre, siccome la metodologia MPI è orientata alla gestione, le approssimazioni e le incertezze connesse alla stima di VB_i sono diluite normalizzando i valori di VB_i stessi su VB_{max} nell'[Eq. 5-7] e adottando criteri omogeneità nella stima di V_{0i} e V_{ci} .

Alcune considerazioni sono opportune per evidenziare il ruolo del peso relativo di T_i (δ_a) e VB_i (δ_b) nell'equazione [Eq. 5-7]. Per calcolare i valori alla base della mappa del MPI in Fig. 5-4 si è data uguale importanza alla componente upslope (T_i) e a quella downslope VB_i ($\delta_a = \delta_b$). In tabella (Tab. 5-3) si evidenzia che variazioni significative nel ranking MPI_i sono identificabili solo quando δ_a è maggiore di 0.65, con una maggiore rilevanza dell'innesco sulla propagazione che non è accettabile se si considera il ruolo delle dinamiche di erosione e deposizione nel reticolo idrografico proprie delle colate detritiche (Borselli et al., 2008; Breien et al., 2008; Brayshaw and Hassan, 2009). In particolare tale osservazione è valida per il rio Gadria, dove la disponibilità del sedimento (V_{ch}) in canale può arrivare al 50 % della magnitudo totale. In generale, l'applicazione del metodo MPI ad altri bacini può beneficiare di differenti setting di δ_a e δ_b che tengano conto delle diverse condizioni di disponibilità di sedimento, in particolare nel reticolo idrografico.

La metodologia MPI con $\delta_a = \delta_b$ è stata testata con successo tramite due metodi di verifica, portando a verifiche positive sia in relazione alle misure di mitigazione storiche, sia in relazione a eventi di colata detritica recenti. In particolare da queste prime verifiche è importante sottolineare come la localizzazione storica delle misure di mitigazione è coerente con i risultati dell'indice di priorità di gestione (Fig. 5-5), con alcune eccezioni legate a fattori pratici e logistici di raggiungimento e messa in opera di alcuni siti. Queste evidenze rinforzano allo stesso modo il ruolo delle informazioni storiche e l'importanza del catasto delle opere nella pianificazione della sistemazione dei bacini montani (D'Agostino, 2013).

La seconda modalità si è basata sull'attivazione delle aree sorgente di sedimento all'origine di tre colate detritiche originatesi nel bacino durante il periodo di ricerca, ed ha evidenziato una coerenza tra le SSA_i attivate, la magnitudo di evento ed il ranking MPI, attivando per eventi a magnitudo crescente un numero maggiore di aree sorgente a partire dalle top ranked a scendere (Fig. 5-6), anche se vi è sicuramente una dipendenza dalla variabilità spatio-temporale dell'evento che il modello non vuole e non può includere. L'analisi di questo metodo di verifica evidenzia una connessione chiara tra i volumi degli eventi di colata detritica ed il numero delle aree sorgente attivate. L'incremento di magnitudo da 1000 a 5 000 m³ ha infatti causato l'attivazione del 42% delle SSA_i nelle posizioni tra la 11 e la 123 oltre alle prime 10, sempre attive. L'incremento da 5 000 a 20 000 ha causato poi l'attivazione di tutte le aree sorgente.

Guardando a questi risultati con una prospettiva di gestore del bacino (servizi forestali, comuni, ricercatori, una mappa di MPI_i come quella in Fig. 5-4 può essere utilizzata per realizzare una prima analisi costi-benefici delle strategie di mitigazione del rischio idrogeologico stabilendo diversi livelli di priorità. Allo stesso modo, l'indice MPI_i può essere utilizzato per programmare una cadenza temporale nella realizzazione delle sistemazioni idraulico-forestali e di ingegneria naturalistica.

6.2. Variabilità e fenomenologia della mobilità di sedimento in canali da colata detritica

La disponibilità di sedimento e la magnitudo degli eventi, così come la differenza tra bacini ad alimentazione solida limitata ed illimitata, sono parametri cruciali nella pianificazione del territorio nei confronti della pericolosità da colata detritica. Hungr et al. (1984) ed Hungr et al. (2005) riportano stime di yield rate comprese tra 2 e 50 m³/m, mentre per un caso di studio in Kazakhstan Rickenmann et al. (2003) riportano valori fino a 300 m³/m. Marchi e D'Agostino (2004) con un campione di circa 130 colate detritiche in bacini Alpini propongono una distribuzione di frequenza della yield rate con classi ampie 10 m³/m, dove percentuali minoritarie presentano yield rate superiori ai 50 m³/m. In Fig. 6-2 è riportata la riproduzione di parte della curva di frequenza realizzata in Marchi e D'Agostino (2004) in cui sono stati inseriti i contributi unitari dei bacini di studio e di due bacini a geologia intrusiva granitica (Rii Cercen e Dosson, Val Genova, TN), analizzati nel corso dei lavori del gruppo di ricerca (Michelini et al., 2012). La distribuzione dei dati mostra chiaramente come i bacini abbiano valori di frequenza attesa perlopiù sopra il 30%, ad eccezione del Cercen (20%), dell'Hintermitt (19%) e del Rudan (13%), e siano distribuiti su tutta la parte più frequente della curva. I valori stimati ricadono quindi in un contesto di normalità per bacini alpini soggetti a colata detritica. La distribuzione sulla curva dei bacini di studio differenzia nettamente i bacini ad alimentazione solida limitata (Val del Lago e Val Molinara), posti sul ramo ascendente della curva (coda sinistra), da quelli ad alimentazione solida illimitata, posti invece sul ramo discendente. Inoltre i bacini più problematici dal punto di vista della pericolosità, come il Rudan, il Cercen ed il Gadria, si pongono nella parte bassa del ramo discendente della curva (coda destra della distribuzione).

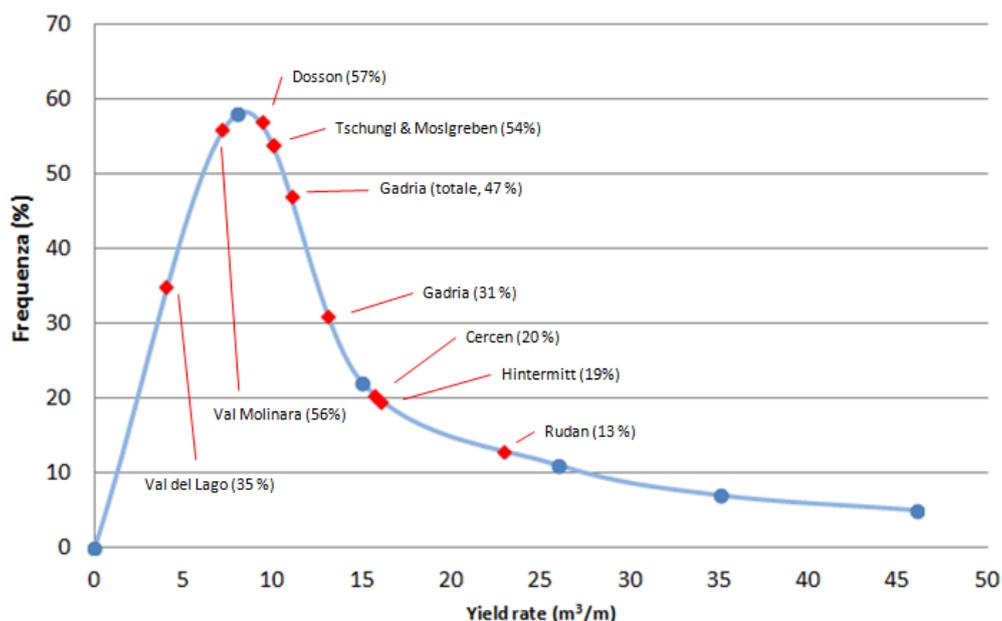


Fig. 6-2. Confronto dei contributi unitari dei bacini oggetto di studio con le frequenze attese in base a un campione di 130 colate in ambiente alpino (modificato da D'Agostino e Marchi, 2004)

Alcuni studi hanno parametrizzato gli inviluppi inferiori e superiori della magnitudo delle colate detritiche in rapporto alla superficie del bacino (Marchi e Tecca, 1996, D'Agostino e Marchi, 2000). L'inviluppo superiore, calcolato come $70\,000\text{ m}^3$ per ogni km^2 di bacino, delimita il campo di rilievo delle colate detritiche da quello della mobilitazione di grandi frane. Plottando sul grafico degli inviluppi per le colate detritiche i dati dei bacini della presente ricerca si riscontra un pattern evidente sia riguardo alla disponibilità di sedimento, sia riguardo alle condizioni di limitazione di sedimento dei bacini (Fig. 6-3).

In primo luogo è importante notare come tutte le colate detritiche studiate ricadano nel piano compreso tra i due inviluppi, non evidenziando anomalie nel rapporto magnitudo-area. La colata del 15 agosto 2010 del rio Molinara si pone al limiti superiore di tale inviluppo, confermando l'eccezionalità dell'evento ($T_r > 200$ anni). Il volume del sedimento erodibile è allineato o vicino all'inviluppo superiore delle colate detritiche, mentre tutti i volumi di sedimento disponibile ad eccezione di quelli del Val Molinara e del Val del Lago sono al di sopra di tale inviluppo eccedono nel campo della mobilitazione delle grandi frane. Non si riscontra un comportamento tipico dei volumi riguardo ai gruppi litologici, quanto invece rispetto alla limitazione del sedimento.

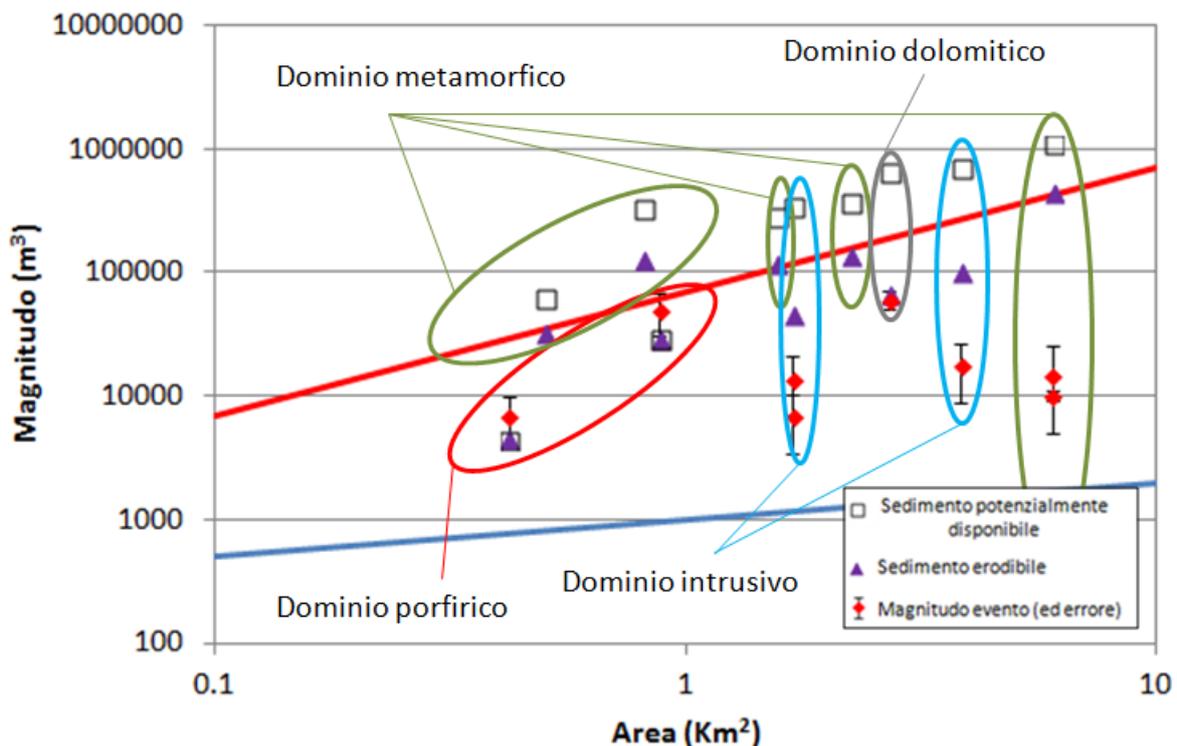


Fig. 6-3: Sedimento potenzialmente disponibile, sedimento erodibile e magnitudo degli eventi studiati plottati sul piano degli inviluppi magnitudo/area per le colate detritiche (da D'Agostino e Marchi, 2001, modificata).

Nei bacini ad alimentazione solida limitata (Val del Lago e Molinara) il volume di sedimento potenziale coincide o è simile al volume di sedimento erodibile post evento, ed entrambe ricadono nel campo empirico delle colate detritiche. La magnitudo dell'evento per i bacini ad alimentazione solida limitata risulta essere maggiore del volume di sedimento erodibile e del sedimento potenzialmente disponibile.

Questa apparente contraddizione in termini deriva dall'eccezionalità degli eventi che ha contraddistinto i bacini ad alimentazione solida limitata. Da una parte, risulta difficile poter stimare su di un alveo stabilizzato profondità di erosione dell'ordine dei 4-6 metri, dall'altra l'apertura di un canale che diventa poi di neoformazione provoca una forte destabilizzazione delle sponde, che devono ritrovare una pendenza di equilibrio, così come l'alveo tenderà a ricostruire negli anni la sua morfologia e una stabilità apparente. Il sedimento reso disponibile da questa destabilizzazione, prodotto in modo impulsivo dalla colata detritica stessa, sarà di fatto lievemente minore ma simile a quello disponibile per la prossima colata, in un processo autorigenerativo.

All'opposto per i bacini ad alimentazione solida illimitata, il volume di evento è considerevolmente inferiore al volume del sedimento erodibile, che si avvicina all'involuppo superiore per le colate detritiche. Tale volume è diverso e minore del volume del sedimento disponibile. Il torrente Rudan presenta magnitudo di evento simile al volume di sedimento erodibile in quanto il valore è quello dell'evento di progetto, derivante dal volume di sedimento disponibile.

In sostanza si osserva un'inversione del rapporto tra il volume di sedimento erodibile e la magnitudo dell'evento per i bacini ad alimentazione solida limitata rispetto a quelli ad alimentazione solida illimitata. Il volume di sedimento potenzialmente disponibile stimato ricade all'esterno dell'involuppo superiore per le colate, nel campo della mobilitazione di grandi frane, per i bacini illimitati per il sedimento, mentre è contenuto dall'involuppo per i bacini ad alimentazione solida limitata.

Dal punto di vista della pianificazione e della gestione del pericolo da colata detritica l'identificazione di un bacino ad alimentazione solida limitata o illimitata non è esclusivamente un problema teorico. Già nella definizione iniziale Bovis e Jakob (1999) hanno evidenziato la possibilità di stimare tramite differenti equazioni regressive la portata al picco e la magnitudo di eventi di colata detritica differenziando tra le due tipologie di disponibilità di sedimento, e D'Agostino e Marchi (2003) propongono metodologie di approccio differenti per ottenere queste due grandezze a seconda della tipologia di limitazione, privilegiando le stime geomorfiche per determinare la magnitudo di evento quando il fattore limitante è il sedimento stesso, e all'opposto fare maggiore affidamento sulla modellazione idrologica e idraulica quando è il fattore limitante della magnitudo è, per l'appunto, l'entità del deflusso di piena.

In definitiva gli equilibri tra il sedimento disponibile, quello erodibile e le volumetrie di evento esposti in (Fig. 6-3) ed il loro rapporto con gli involuppi sperimentali di D'Agostino e Marchi (2001) possono essere una valida discriminante quali-quantitativa per distinguere le tipologie di limitazione nel verificarsi di colate detritiche.

Analizzando in modo più approfondito i risultati dei monitoraggi nei due bacini ad alimentazione solida illimitata e confrontandoli con le piogge che li hanno originati, appare chiaro che il concetto di soglia pluviometrica è molto utile per questi bacini e riduce l'importanza di un tempo di ritorno pluviometrico da

associare a quello della colata (Fig. 6-4). I dati sui bacini sono un po' limitati per calcolare delle soglie di intensità-durata (Caine, 1980), ma pare sensato identificare per il Rudan una soglia di intensità pluviometrica dell'innescò di 12-13 mm/h (Fig. 6-4, b), mentre per il Gatria l'intervallo di soglia è più esteso e si colloca tra 11 e 18 mm/h (Fig. 6-4, a). In sostanza la regola empirico-pratica di allerta oltre i 10mm/h pare confermare anche in questo caso la sua validità.

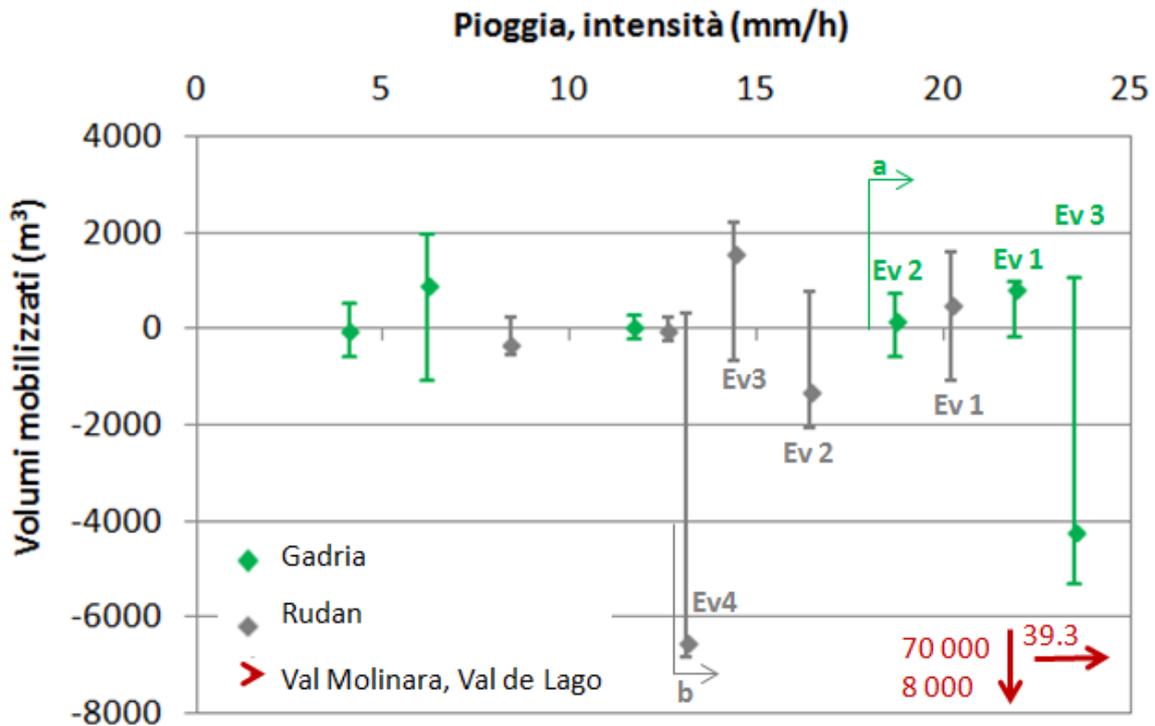


Fig. 6-4: Risultati dei monitoraggio e dei rilievi effettuati sui casi di studio confrontati con l'intensità di pioggia massima rilevata. In verde i dati del rio Gatria, in grigio il rio Rudan ed in rosso (fuori scala) i rii Val Molinara e Val del Lago. Ev indica l'identificativo dell'evento di colata detritica, il rombo indica il valore di budget volumetrico, mentre i baffi indicano il range tra valori netti di erosione (negativi) e deposito (positivi). a e b indicano le soglie di intensità evidenti rispettivamente sui bacini del Gatria e Rudan.

Al di sopra delle soglie a e b evidenziate sembra che indipendentemente dall'intensità e dalla durata della precipitazione innescante, la magnitudo delle colate sia dipendente da altri fattori, indipendenti dalla forzante idrologica. Se è vero quindi che per innescare una colata e per propagare volume occorre sia una minima intensità di pioggia e un determinato volume dei deflussi (D'Agostino e Marchi, 2003), non pare coerente con i dati raccolti sostenere che ad un volume liquido e/o intensità di pioggia crescente corrisponda successivamente un volume di colata detritica e/o una portata al picco crescente.

Gia Braishaw ed Hassam (2009) hanno modificato lo schema di Bovis e Jacok (1999) e le successive modifiche ed interpretazioni di Glade (2005) e di Jakob et al. (2005), ritenendolo insufficiente a spiegare i fenomeni di ricarica del reticolo principale da parte dei gullies, ed illustrando invece un adattamento del modello originale in cui la suscettibilità di un gully a innescare una colata è piccola nei primi stadi di ricarica, con una soglia crescente parzialmente staccata dalla soglia pluviometrica, descrivendo la soglia con un

poligono diagonale (Fig. 6-5). Tuttavia i dati mostrati da Theule et al. (2012) e quelli ottenuti in questo studio permettono di ipotizzare un'ulteriore aggiornamento dello schema concettuale di ricarica tradizionale, ipotizzando una distinzione in tre tipologie di bacini suddivise per limitazione e tipologia di ricarica (Fig. 6-5):

- Bacini a disponibilità di sedimento illimitata (transport-limited systems, Fig. 6-5, 1): sono bacini in cui l'innescò e la propagazione di colate è vincolata alla capacità di trasporto idrologico, e quindi limitati dalle precipitazioni o dalle fusioni nivali o da altre input liquidi. Oltre una soglia, non dipendente dal momento temporale e dallo stato di ricarica, si ha il verificarsi di un evento di colata detritica. Il superamento della soglia appare booleano, ed al di sopra della stessa i fattori che controllano la magnitudo della colata sono solo parzialmente riferibili alla variabile idrologica sopra soglia (linea tratteggiata).

- Bacini a disponibilità di sedimento variabile (Fig. 6-5, 2): seguono lo schema proposto da Brayshaw ed Hassan (2009) e caratterizzano quei bacini che richiedono un trasferimento del sedimento dalle aree sorgente attive e/o dai gullies per ricaricare il reticolo e permettere l'innescò e la propagazione di colate detritiche. La soglia è variabile perché dipendente dallo stato di ricarica, che è per l'appunto variabile, e la magnitudo dipende sia dalla variabile pluviometrica che dallo stato di ricarica, quindi dal tempo trascorso dall'ultimo evento e dalla velocità di ricarica del bacino. La disponibilità di sedimento è limitata su intervalli di tempo brevi (stagionali, annuali) ma potenzialmente illimitata su intervalli di tempo maggiori, e va crescendo in modo graduale nel tempo in modo indipendente dalle condizioni di stabilità del canale principale, rifornita da monte e dalle aree sorgente e mantenendo una funzionalità a nastro trasportatore.

- Bacini a disponibilità di sedimento limitata (Fig. 6-5, 3): quei bacini dove invece l'evento è completamente alimentato dal sedimento accumulato in canale si ha la condizione di limitazione del sedimento, oppure l'evento è così straordinario da rendere disponibile tutto il detrito fino quasi al bedrock. L'evento, solitamente va ad avere caratteristiche nettamente erosive su tutto il reticolo, andando a destabilizzare anche le sponde in modo diffuso. La ricarica del canale è data istantaneamente dal sedimento ri-depositato in canale dalla coda della colata detritica, a cui si aggiunge in modo via via decrescente col tempo il sedimento dalle sponde, che vanno verso una nuova stabilità, e l'input da monte, causato dalla riorganizzazione dell'alveo verso una morfologia stabile. Di pari passo con la diminuzione della ricarica di sedimento fino ad un asintoto orizzontale, si ha la stabilizzazione e, solitamente, la rivegetazione dell'alveo e delle sponde. Di conseguenza la soglia di attivazione del bacino va di pari passo, crescendo in modo sempre più debolmente arrivando ad un asintoto orizzontale del tutto simile alla soglia intrinseca di Bovis e Jakob (1999). Da un lato tale soglia è sostanzialmente maggiore della soglia di attivazione delle prime due categorie (Fig. 6-4), dall'altro solitamente il meccanismo di innescò è pienamente booleano, e l'attivazione del bacino consiste con la destabilizzazione e movimentazione completa dei sedimenti dell'alveo e ad un evento di magnitudo pari alla disponibilità di sedimento in alveo (Jakob et al., 2005).

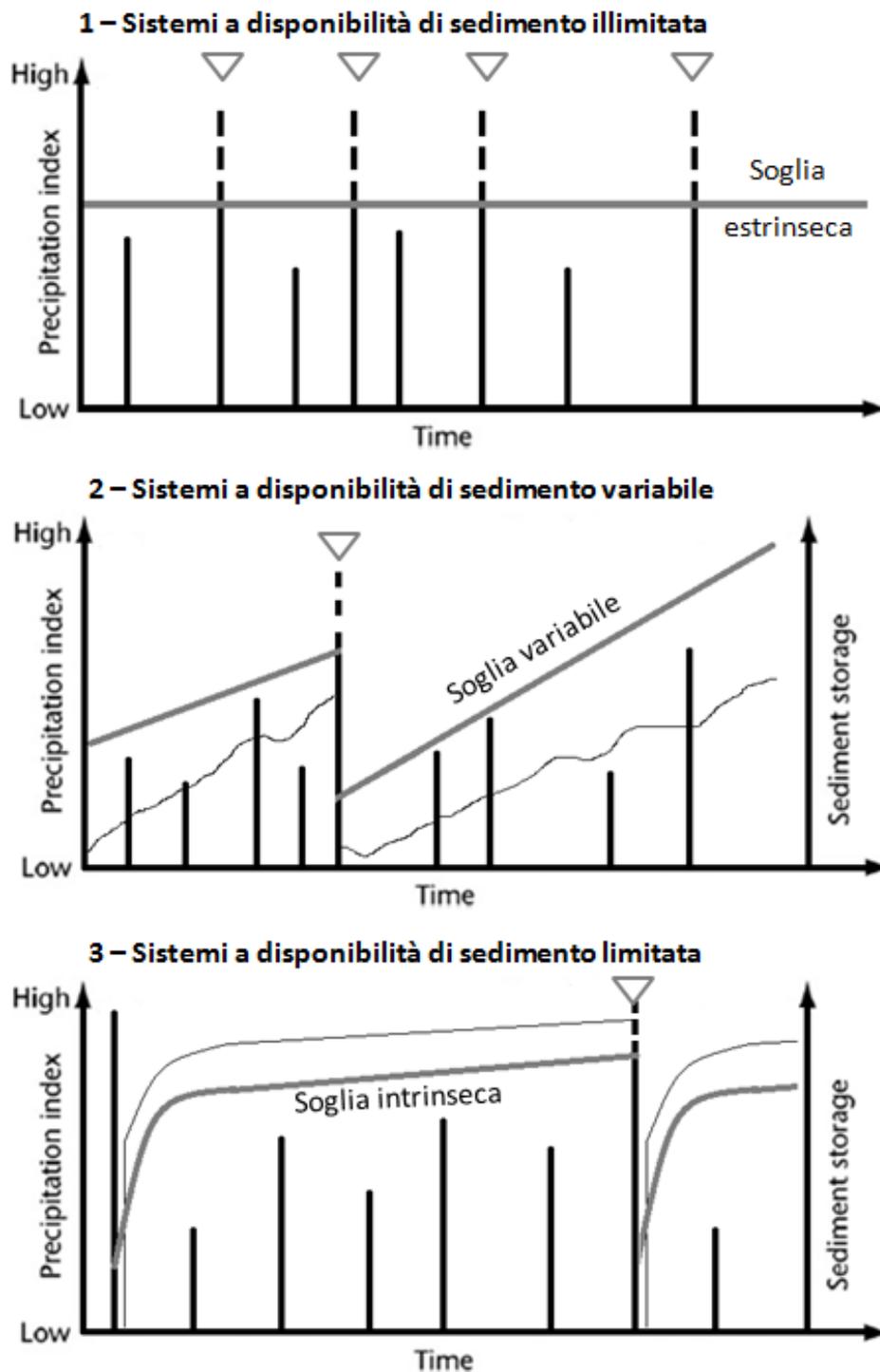


Fig. 6-5: schemi della disponibilità di sedimento e dei fattori limitanti di Bovis e Jakob (1999) e Brayshaw ed Hassan (2009), modificati. I triangoli corrispondono agli eventi di colata detritica, le linee nere verticali ad eventi pluviometrici, la linea grigia rappresenta la soglia pluviometrica, la linea grigia sottile lo stato di ricarica del bacino.

E' bene ricordare che i tre modelli di comportamento illustrati non solo sono espressi in scale temporali differenti, ma rispecchiano stadi e stati di dissesto progressivi di un bacino idrografico. I casi seguiti in questo studio sono ascrivibili a queste tre categorie considerando (alla sezione di chiusura a valle) i: il Gatria come un bacino ad alimentazione solida pienamente illimitata;

ii: il Rudan, investigato in una zona sostanzialmente di ricarica del bacino, come intermedio tra un'alimentazione solida illimitata e variabile, richiedendo comunque un processo, anche lento di vasti "polmoni" di accumulo presenti lungo il canale.

iii: i bacini porfirici di Val Molinara e Val del Lago come bacini ad alimentazione solida limitata.

Lo stato di ricarica del canale dipende direttamente dal tasso di ricarica, in cui si includono sia il sedimento proveniente dal riaggiustamento del canale a monte, sia dalla produzione delle aree sorgente direttamente connesse al canale. Jakob et al. (2005) ha misurato i tassi di ricarica in differenti condizioni arrivando ad equazioni in legge di potenza del tipo:

$$R_t = A t_e^{-B} \quad [6-2]$$

Dove R_t è il tasso di ricarica normalizzato in $m^3/m/anno$, t_e il tempo dall'ultimo evento di colata detritica, A un coefficiente compreso tra il 0.20 delle sponde forestate ed il 0.30 delle sponde sottoposte a taglio, ed un esponente B stimato rispettivamente tra 0.49 e 0.77.

Ipotizzando un tempo t_e (minimo) di 300 anni, ed uno scenario di evento simile all'evento 2010, per i casi di studio del rio Val Molinara e per il rio Val del Lago si arriva a tassi di ricarica R_t di $0.05 m^3/m/anno$, circa 5 volte tanto quelli stimati con le funzioni ed i parametri di Jakob et al. (2005). Se si considera la dinamica esposta in Fig. 6-5 riguardo ai bacini ad alimentazione solida limitata, ed in base alle stime geomorfiche post evento si considera che all'incirca metà del volume di evento futuro sia già presente in canale nell'immediato, il tasso di ricarica calcolato arriva ad essere assolutamente confrontabile con i parametri di letteratura.

Analizzando i casi del rio Rudan e del Rio Gadria, le dinamiche di diminuzione nel tempo del tasso di ricarica sono del tutto alterate e costantemente azzerate. Confrontando i "tassi di ricarica" normalizzati all'anno dei periodi senza colate detritiche con gli yield rate pressoché istantanei degli eventi (Fig. 6-6), si nota come per questi bacini l'attività di trasporto del sedimento per mezzo del "nastro trasportatore" al di fuori degli eventi di colata detritiche è pressoché nulla, anche se le variazioni puntuali di erosione e deposito risultano essere della scala dei valori medi del sediment budget delle colate detritiche. L'alveo pare assestarsi e strutturarsi anche su brevi periodi, tendendo a portare il sistema verso una condizione di relativa stabilità, senza per questo mostrare nel suo complesso spiccate dinamiche di incisione o di aggradamento. L'evento impulsivo invece tende a mostrare localmente effetti, in particolare erosivi, anche di 2 ordini di grandezza superiori alle variazioni annue da trasporto, e medie di sediment budget, quindi effettivamente volumetriche che entrano o escono dal sistema, spostate a seconda dell'evento verso il deposito o l'erosione.

Il ruolo delle aree sorgente di sponda diventa quindi importantissimo non solo nelle situazioni di distacco localizzato importante di intere nicchie erosive, spesso scalzate al piede. Questo fenomeno è, su di un reticolo da colata, stocastico e difficilmente prevedibile, ma tende ad alimentare la colata durante il suo passaggio o nella coda di evento (Fig. 6-6). Nei periodi in cui il bacino non è interessato da colate,

solitamente brevi per i bacini a disponibilità di sedimento illimitata e più lunghi per quelli a disponibilità variabile, l'input netto dato al sistema è dell'ordine delle unità di metro cubo al metro all'anno, considerando come direttamente contribuente in modo non impulsivo una fascia di 15 metri di sviluppo di area sorgente a monte del canale (Fig. 6-6). Se il sistema di aree sorgente è ben sviluppato ed il tempo è abbastanza lungo in pochi anni si possono accumulare volumetrie di sedimento importanti, del tutto pronte per essere trasportate a valle. In bacini con elevata frequenza di evento, tuttavia, le grandezze in gioco fanno sì che il contributo distribuito delle aree sorgenti sia minore e trascurabile rispetto alle dinamiche di movimentazione del sedimento da parte delle colate detritiche e a quello impulsivo dell'attivazione di nicchie frana, anche superficiale. E' interessante osservare come, a differenza di quanto riportato da Coe (2012, comunicazione personale) riguardo alle esperienze nel bacino di studio del Chalk Cliffs, l'unico dato disponibile riguardo alla produzione invernale di sedimento dalle aree sorgente reperita in questo studio, frutto di 6 sediment trap nell'area sperimentale del rio Rudan, mostrano con una bassissima deviazione standard valori normalizzati minori di un ordine di grandezza rispetto alla produzione estiva.

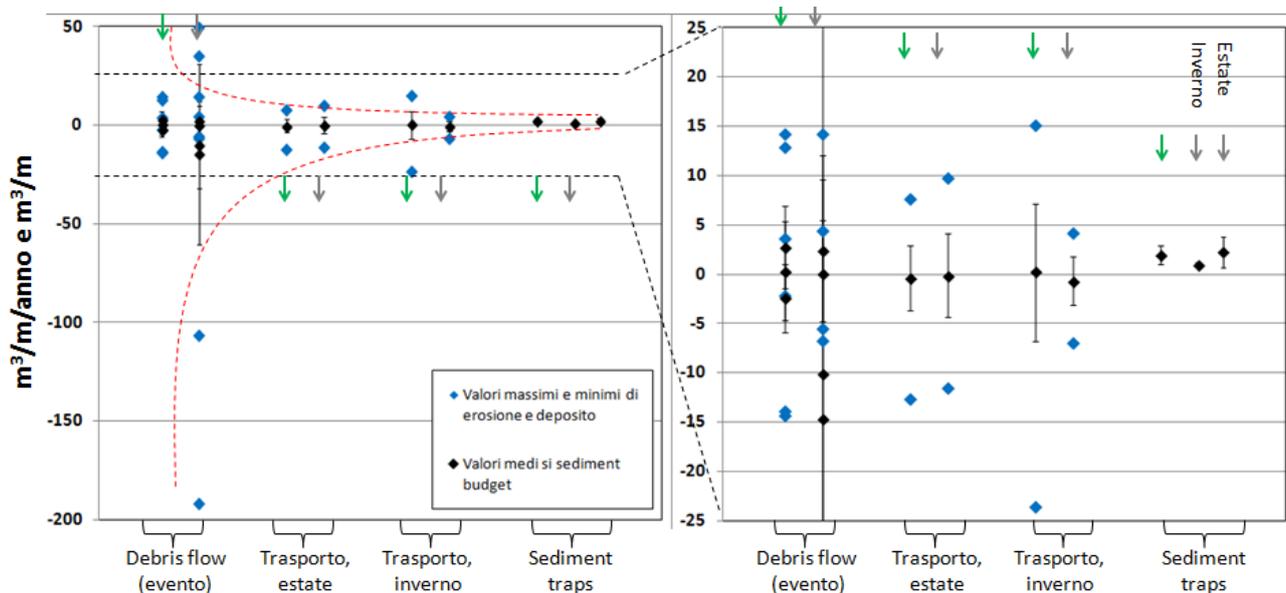


Fig. 6-6: valori normalizzati sul metro lineare e sull'anno di sediment budget in canale e da sediment trap (in nero), e di massimi erosivi e deposizionali (in blu). Le frecce verdi indicano i dati relativi al rio Gatria, le frecce grigie i dati relativi al rio Rudan. I dati relativi alle colate detritiche non sono normalizzati ma relativi al singolo evento.

Il verificarsi delle due colate con tempo di ritorno elevato ed in due bacini gemelli (Val Molinara e Val del Lago) è una rara occasione per analizzare il comportamento erosivo delle colate detritiche in condizioni di limitata disponibilità di sedimento e di morfologia di canale non alterata da precedenti fenomeni di debris flow. I due alvei non erano mai stati esposti prima a cicli stagionali o ciclici di erosione, ed il ringiovanimento è stato completamente causato da un unico evento complesso.

Il volume mobilizzato nelle zone di innesco, ossia alcune decine di metri cubi nelle testate del canale, è trascurabile rispetto alla magnitudo finale (68 400 e 8 700 m³ rispettivamente nei bacini Val Molinara e Val del Lago) e le colate sono state dominate da profondi fenomeni di "entrainment" in canale. Nel bacino del

rio Val Molinara, il volume della colata detritica ricade approssimativamente sull'inviluppo massimo suggerito da Marchi e D'Agostino (2004, Fig. 6-3, $V_{max}=68\ 400\ Ad$; Ad =basin area) avendo prodotto $V/Ad=73\ 400\ m^3/km^2$. Nel caso dell'evento di Val del Lago ($V/Ad=20\ 300\ m^3/km^2$), la magnitudo risultante è stata meno estrema, mantenendosi ben al di sotto dell'inviluppo massimo. La massima profondità di erosione, misurata da DoD rispettivamente nei due bacini (Val Molinara e Val del Lago) in 8 e 5 m e sulle sezioni di controllo corrette in 4.9 e 3.8 m sono comparabili con quelle evidenziate da Huger et al. (2005), Fannin e Wise (2011) e Conway et al. (2010), che riportano profondità di erosione tra 0.5 e 8 m. Lo yield rate Y del canale principale ($0.5 - 45\ m^3/m$) inoltre rimane compreso nell'intervallo riportato da Huger et al. (2005) ma sono un ordine di grandezza minore dei valori associati agli eventi Svizzeri del 1987 di Varuna e Saas (Rickenmann e Zimmermann, 1993) e dell'outburst rilevato in Norvegia da Brien et al. (2008).

In merito alla caratterizzazione dell'evento, il volume di colata detritica cresce irregolarmente con la distanza dal punto di innesco e raggiunge i picchi di yield rate (Y) nell'ultima parte del canale erosivo (Fig. 6-7). I valori di yield rate Y sono solo debolmente dipendenti dalla pendenza (Fig. 5-50), come è anche provato dalla relazione Z-S. Inoltre, se una relazione o un trend dovesse essere ipotizzato, l'indicazione prevalente è che pendenze maggiori dovrebbero essere associate a profondità erosive attese minori (Fig. 5-50).

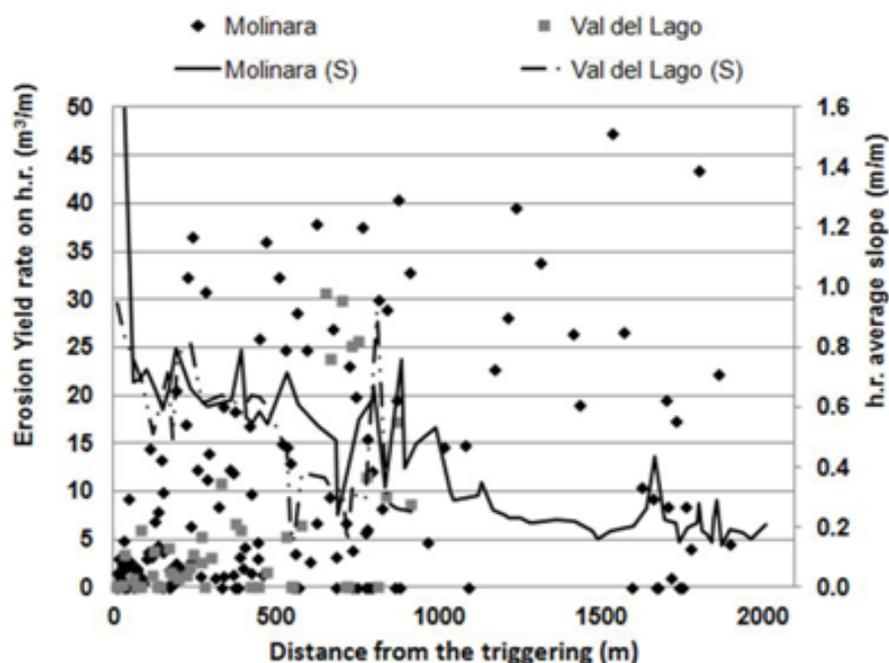


Fig. 6-7: tasso di erosione nei tratti omogenei (h.r.) dei rii Val Molinara e Val del Lago confrontati con la distanza dal punto di innesco e la pendenza media del tratto (asse secondario).

Una possibile spiegazione è che la maggiore disponibilità di sedimento permette una maggiore probabilità di entrainment. Nel caso di eventi rari, e la frequenza degli eventi di studio è nell'ordine di $1/300\ anno^{-1}$, la pendenza del canale può certamente rappresentare la condizione topografica che su lunghi periodi controlla l'accumulo di sediment nell'alveo, arrestando la deposizione alle pendenze maggiori possibili. In accordo con Zicheng e Li (1987), Marchi e D'Agostino (2004) e Bovis e Jacob (1999), i periodi di latenza sono

considerati come preparatori per la ricarica di sedimento, in particolare per il contesto geologico (rocce vulcaniche o metamorfiche compatte); i sedimenti rimangono stabili per eventi anche intensi, ma vengono ripuliti fino alla roccia madre per l'evento estremo. Nel caso dei bacini del rio Molinara e del Val del Lago, la roccia madre affiorante dopo l'erosione da colata detritica è occasionale e risulta nei valori maggiori di profondità di erosione Z che, in ogni caso, sono significativi e permettono di evidenziare la magnitudine dell'evento erosivo.

L'evento del 15 agosto 2010 è stato caratterizzato da due picchi ed attivato da un temporale dal carattere eccezionale di media durata (6 ore). La pioggia cumulata corrispondente al primo picco (63.5 mm) è stata in grado di saturare il letto del canale, promuovendo l'erosione del canale (Berger et al., 2011, Iverson et al., 2011, and McCoy et al., 2012) durante il passaggio della colata detritica associate al secondo picco di precipitazione e di colata.

La distribuzione di profondità erosive sulle sezioni di controllo sono simili a quelle di Queen Charlotte Islands (per le variabili Z e Y) analizzate da Hungr et al. (2005). In entrambe i casi si ha una coda positiva, anche se in questo caso la coda a sinistra è meno pronunciata.

Il successivo adattamento del campione erosivo normalizzato ($Z_r = Z/Z_{max}$) ad una distribuzione di probabilità EV1 dovrebbe essere testata in altri bacini con caratteristiche simili, ma apre interessanti prospettive pratiche. Infatti, iniziando dalla profondità di erosione massima (Z_{max}), il calcolo del volume considera la media e la probabilità di accadimento utilizzando un semplice budget volumetrico, e si è rivelato abbastanza preciso. Seguendo questo approccio, il segno distintivo di una particolare distribuzione dei valori di incisione del canale, accoppiato con una scala del fenomeno (Z_{max}), può fornire informazioni quantitative per la gestione del pericolo e la costituzione di scenari di iniluppo della magnitudine di un evento erosivo estremo (Hurlimann et al., 2006).

Ben diversa è la situazione sperimentale nei bacini del Gatria e del Rudan, dove l'approccio è stato di tipo pienamente multitemporale, e le valutazioni riguardano osservazioni ripetute sulle medesime sezioni e su una molteplicità di eventi. Risulta evidente che il comportamento delle colate detritiche in questi contesti è sostanzialmente differente da quello riscontrato nei bacini ad alimentazione solida limitata. Il campo di esistenza dei tassi di erosione e deposito da 10^{-1} a 10^2 m^3/m , mentre le corrispettive dimensioni erosive e deposizionali si mantengono nell'ordine dei 0.1 - 10 m, confermando quanto evidenziato da numerosi autori (Hungr et al., 1984, Fannin e Wise, 2001, Hungr et al., 2005, Breien et al., 2008, Conway et al, 2010). Come anche evidenziato da Theule et al. (2012) e da Hungr et al. (2005), tuttavia, solitamente i valori medi sia dei tassi di erosione e deposito sia delle relative altezze (media delle massime) portano a risultati che sembrano modesti, attestandosi su valori tra 1 e 3 m^3/m per i tassi di mobilitazione di sedimento sul rio Gatria e tra i 2 ed i 5 m^3/m sul rio Rudan (Fig. 6-8), mentre le medie delle profondità massime di erosione e le altezze massime di deposito nei due bacini sono rispettivamente tra gli 0.5 ed i 0.7 m e tra i 0.7 e 1.0 m. Tali misure, all'apparenza di entità limitata, portano tuttavia alle discrete volumetrie misurate, se applicate

all'intero reticolo. Si evidenzia che le stesse grandezze evidenziate per i rilievi in assenza di eventi di colata detritica portano a campi di variazioni 10 volte minori rispetto a quelli causati dalle colate detritiche per i tassi di erosione e deposito e a circa la metà per quanto riguarda il parametro monodimensionale di altezza di erosione e/o di deposito.

Investigando la distribuzione di probabilità delle popolazioni tramite test di distribuzione sui tassi di erosione e deposito è stata quindi riconosciuta l'"impronta digitale" del fenomeno sulle variazioni morfologiche in canale inoposte dalle colate detritiche (Fig. 6-8).

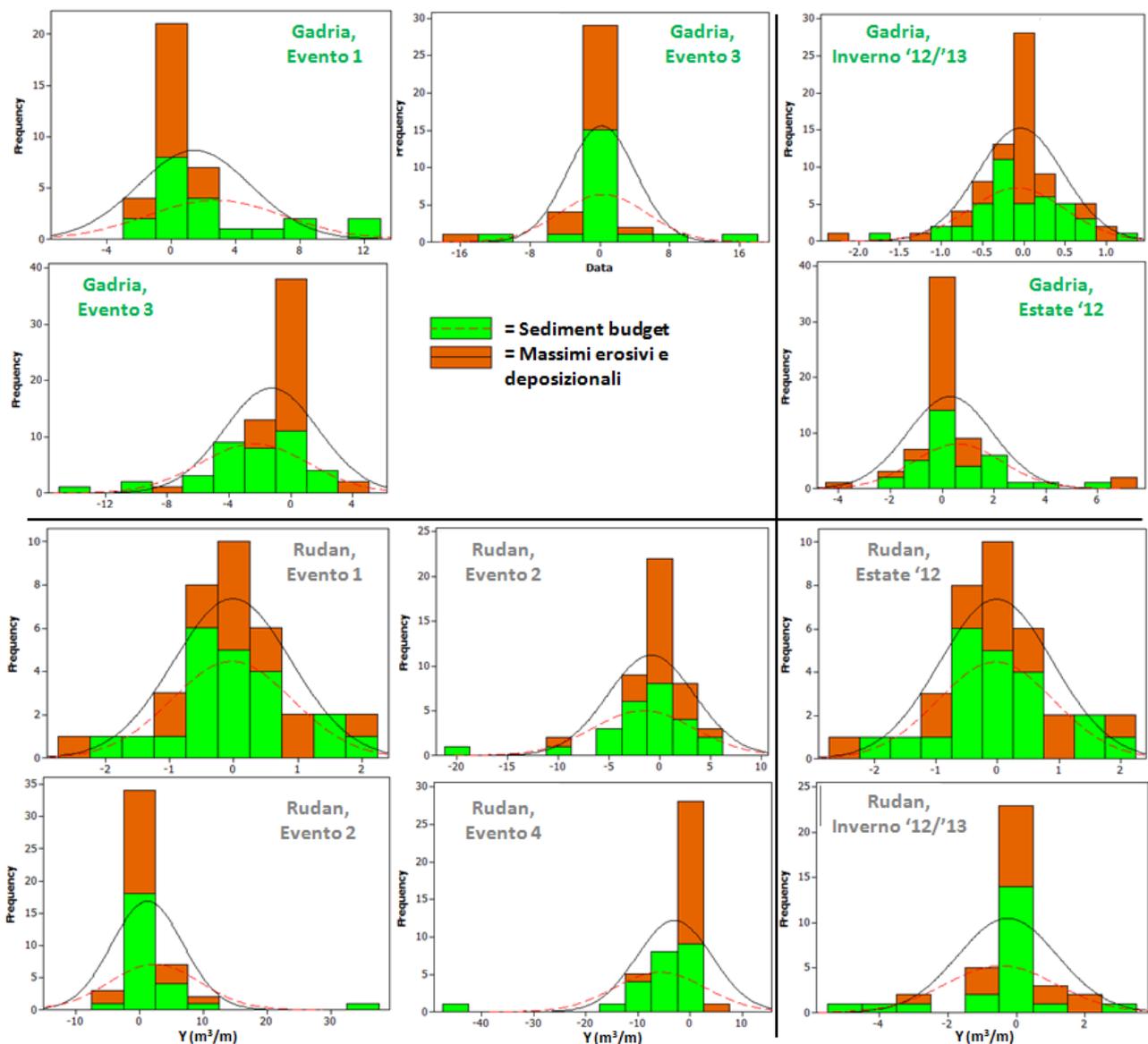


Fig. 6-8: distribuzione di probabilità dei dati di sediment budget e dei massimi erosivi e depozionali e loro adattamento ad una distribuzione normale (valutato con test Shapiro-Wilk). Sui quadranti sinistri gli eventi di colata detritica, su quelli destri i dati dei periodi rilievi con solo trasporto di fondo. In alto i dati relativi al torrente Gadria, in basso quelli relativi al rio Rudan.

Testando le popolazioni con il test di Shapiro Wilk con un livello di significatività p-value < 0.5 %, ed andando poi ad investigare la miglior distribuzione adattabile agli eventi riconosciuti come non

identificabili con andamento normale, sempre imponendo lo stesso livello di significatività, si è evidenziato che (Fig. 6-8):

- Tutti i monitoraggi che non hanno rilevato il passaggio di una colata detritica, ma solamente le variazioni morfologiche date dal trasporto solido, sono descrivibili come popolazioni con una distribuzione di probabilità normale attorno una media compresa tra - 0.3 e 0.3 m³/m, con deviazioni standard almeno dello stesso ordine della media e a volta arrivando all'unità (Gadria, estate 2012 e Rudan, Inverno 2012/2013);

- Eventi di colata detritica a magnitudo bassa o media e che si muovono in un canale da colata detritica non eroso di recente da un evento importante (e quindi con il grado di libertà della componente erosiva sostanzialmente annullato), tendono a mantenere una distribuzione normale, seppur con livelli di significatività che si alzano, avvicinandosi alla soglia del 5 % (Evento 2 Gadria, Evento 1 e 2 Rudan). Sostanzialmente questi eventi si possono definire "di trasporto" nei tratti analizzati, in quanto pur magari arrivando ad avere un bilancio consistente in erosione o deposito, l'evento da monte domina il processo, perlopiù modificando la morfologia dell'alveo senza evidenziare tendenze nette estendibili all'intero reticolo o tratto;

- Eventi più intensi, o che insistono su canali in cui un evento ad elevata magnitudo ha portato alla momentanea indisponibilità del letto all'erosione, mostrano invece chiari trend erosivi o deposizionali, e non sono più descrivibili con una distribuzione normale delle probabilità. Confermando quanto riscontrato da Hungr et al. (2005) sui dati di colate detritiche della British Columbia, questi eventi sono descrivibili tramite una distribuzione di Poisson. E' da notare che per entrambe i casi ad un evento deposizionale è seguito, direttamente o inframezzato da eventi di trasporto, un evento erosivo.

In sintesi, si può definire schematicamente una distinzione di "firma statistica" delle distribuzioni di probabilità associate alla diversa origine ed al diverso comportamento dei fenomeni, individuando la distribuzione normale come dominante nel caso di trasporto di fondo, che passa ad una distribuzione di Poisson per le colate detritiche ad elevata frequenza e magnitudo. Le colate detritiche a bassa frequenza che invece si muovono su un alveo morfologicamente strutturato, sembrano mostrare una distribuzione di frequenza dei primi valori estremi (EV1, Fig. 6-9).

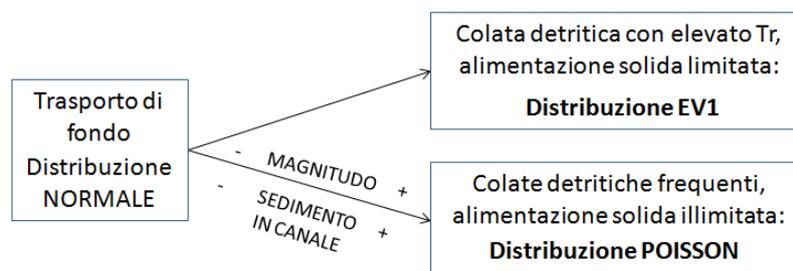


Fig. 6-9: Schema delle distribuzioni di probabilità evidenziate per le diverse tipologie di evento da colata detritica.

I bacini ad alimentazione solida limitata e ciclo della stabilità dell'alveo completo passano da una fase destrutturata da colata ad una forma morfologicamente matura, e l'evento che si verifica è quasi sempre integrativo di tutto il sedimento deposto, destrutturando l'alveo stesso (Jakob et al., 2005). Quindi una stima del volume potenziale tramite distribuzione EV1 è, seppur con i limiti delle stime geomorfiche, plausibile. La variabilità degli altri tipi di alveo soggetti a colate detritiche, invece, non permette questo passaggio.

Il pericolo da colata detritica può essere causato sia dalla fase erosiva che da quella deposizionale, modificando entrambe le sezioni dell'alveo in cui insistono. I risultati qui prodotti mostrano una profonda variabilità su ogni singola sezione anche per eventi a breve distanza temporale e con condizioni al contorno simili. La variabilità nelle modifiche morfologiche dell'alveo dei bacini di studio, soggetti a frequenti colate detritiche, può essere considerata a due livelli:

- Integrativi sull'evento e sul reticolo idrografico: ossia considerando il budget volumetrico dell'evento in tutto il tratto di studio analizzato;
- Focalizzati su singole sezioni: analizzando in modo specifico una singola sezione fissa multi temporale e studiandone il comportamento in base alle condizioni al contorno sia morfologiche che di evento.

Alla scala del reticolo idrografico, analizzando gli eventi rilevati, ci si è posti in una condizione vantaggiosa di T0 (Fig. 6-11). Sul rio Gatria nel 2010 una colata ad elevata magnitudo fortemente erosiva aveva portato tutto il reticolo sostanzialmente ad un livello basale sia nella forma delle sezioni sia nello stato di ricarica interno al canale. Allo stesso modo sul rio Rudan il nuovo alveo non era ancora totalmente formato, tanto che le sezioni dalla 9N alla 12 N sono state "aperte" solo nel 2012.

Nel rio Gatria il primo evento, limitato nella magnitudo, è stato fondamentalmente deposizionale, trovando sezioni nella parte terminale del canale abbastanza ampie da permettere una efficace dissipazione energetica degli sforzi e di ricaricare il canale stesso (Fig. 6-10, G-Ev1). Il secondo evento, pur presentando un budget di volume positivo, ha avuto caratteristiche di trasporto, veicolando sedimento da monte fino alla sezione di chiusura e rimaneggiando le sezioni del tratto di studio con grandezze erosive e deposizionali simili. Localmente la forma delle sezioni derivanti dal primo evento ha causato un restringimento dell'alveo attivo, al di fuori del quale, ancora compreso nella sezione dell'alveo, sono stati possibili dei depositi al di fuori del flusso principale che hanno portato al budget positivo (deposizione). A seguito, le variazioni durante l'inverno 2011 e l'estate 2012 sono state minimali, mentre durante l'inverno 2012-2013 una forma di trasporto più sostenuto ma non evoluta a colata ha portato nel tratto basso del Gatria ad un accumulo consistente del volume, supportato da un attività valanghiva importante che ha accelerato la trasmissione del sedimento dalle sponde in erosione al canale. L'evento di luglio 2013, di magnitudo di un ordine di grandezza di circa 10 volte i precedenti, è stato fortemente erosivo riportando l'alveo ad una condizione simile al T0. Nel contempo la parte alta del bacino, nel tratto D, ha sperimentato

questi eventi come prevalentemente di trasporto, con un riarrangiamento all'interno della sezione di sedimento, lavorando a tutti gli effetti come un nastro trasportatore dalle aree sorgente sommitali al reticolo idrografico (Theule et al., 2012).

Nel sito di studio del torrente Rudan i primi due eventi dell'estate 2011 sono stati prevalentemente caratterizzati da una tipologia evento di trasporto, leggermente erosivo nel secondo evento, con un budget di sedimento positivo dato dall'accumulo del sedimento veicolato da monte ed eroso nei tratti N e C nel tratto B, dove l'alveo pre 1999 del Rudan ha una larghezza tale da permettere l'allargamento del fronte di colata e la deposizione del sedimento stesso. Di fatto la prima parte della zona B ha lavorato come un "polmone" in cui si sono potuti verificare i comportamenti a "nastro trasportatore" evidenziati in letteratura (Bovis e Jakob, 1999, Theule et al., 2012). Il volume di materiale fine immagazzinato nel tratto N e B è stato parzialmente mobilizzato dall'evento 2 (Fig. 6-10), creando degli arigini di auto confinamento nel tratto B stesso, ed arrivando a portare circa 1000 metri cubi anche alla sezione di chiusura a Peaio. L'evento 3 invece ha ricaricato in modo massivo il canale, arrestandosi con un lobo a granulometria fine tra le sezioni N 8 e N 12, ma depositando anche nel tratto B, in particolare riarrangiando in questo tratto il sedimento proveniente dallo sbancamento della sezione 5C. L'ultimo evento, come nel caso del Gadria, è stato ad elevata intensità e fortemente erosivo, andando a ridefinire tutto il canale di neof ormazione e riportando il canale pre 1999 del rio Rudan (tratto B) ad un'incisione maggiore di quella riscontrata a T0.

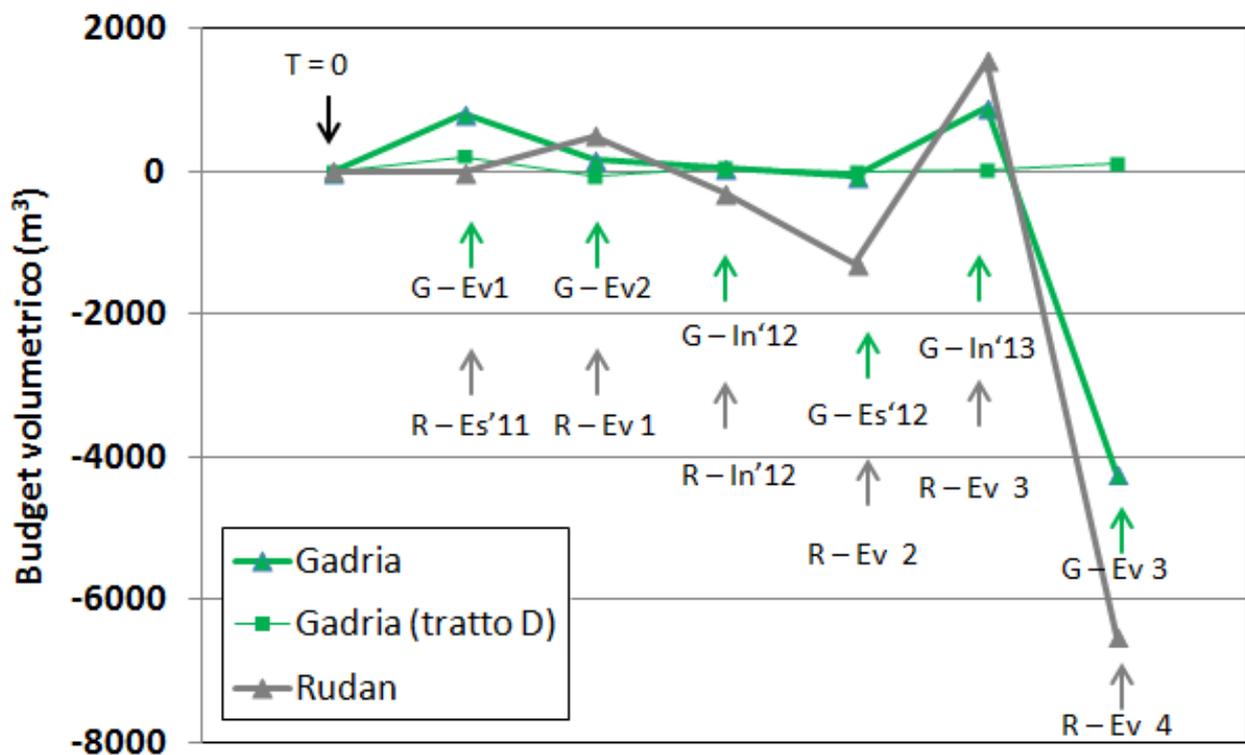


Fig. 6-10: andamento dei volumi presenti in canale rispetto allo stato iniziale a T=0 rilevati sul rio Gadria (G, verde) e sul rio Rudan (R, grigio). IN linea sottile verde il tratto D del rio Gadria. Nelle note, Ev = evento, Es = estate, In = inverno.

I casi di studio focalizzano l'attenzione sull'importanza dello stato di ricarica dei canali da colata detritica, permettendo di trarne anche indicazioni pratiche, rivalutando la velocità di trasmissione del sedimento, della schema proposto da Theule et al. (2012, Fig. 6-11). Se è vero che la ricarica del reticolo minore e distale è fondamentale per la crescita della magnitudo delle colate detritiche, è anche vero che la velocità di ricarica di questa parte del reticolo è spesso di molto superiore in frequenza e tasso di ricarica stesso rispetto al reticolo principale, che nei casi di studio risulta il vero "polmone" del sistema, condizionandone in prima grandezza la propagazione del sedimento alla sezione di chiusura.

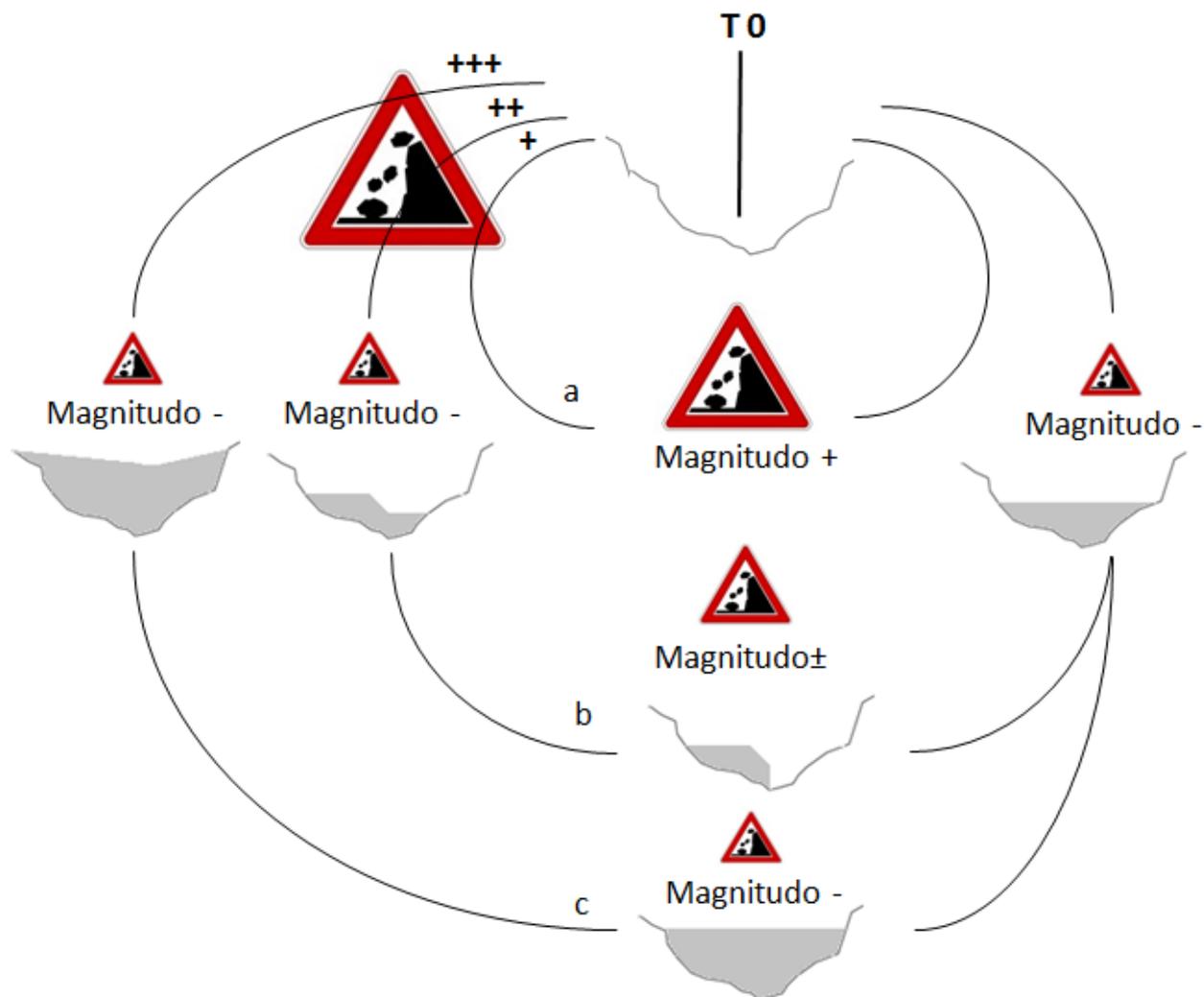


Fig. 6-11: schema concettuale dei fattori controllanti la magnitudo delle colate detritiche in bacini ad alimentazione solida illimitata focalizzato sulle prevenzioni del pericolo

Schematizzando il più possibile i risultati derivanti dai casi studio e le informazioni in letteratura, gli scenari di pericolo possono essere riassunti essenzialmente in 3 situazioni tipo:

- Allerta geomorfica bassa (Fig. 6-11, a): immediatamente successiva in senso geomorfico ad un evento intenso e fortemente erosivo che ha portato il canale ad uno stato di ricarica basale e la sezione attiva del canale a forme più incise ed ampie che favoriscono la deposizione e la dissipazione energetica delle colate;

- Allerta geomorfica media (Fig. 6-11, b): eventi di diversa intensità e comportamento possono modificare nell'arco di poche stagioni lo stato di ricarica dei canali da colata detritica, evidenziando anche con eventi di magnitudo modesta (in relazione alla scala del bacino) sul conoide una certa mobilità del sedimento in canale;
- Allerta geomorfica alta (Fig. 6-11, c): lo stato "silente" dei bacini da colata è il più pericoloso possibile, sia perché lo stato di ricarica diventa massimo, di fatto saturando la capacità di invaso del reticolo idrografico e amplificando la magnitudo di un potenziale evento critico, sia annullando la memoria storica, anche a breve termine, della comunità che vive sui conoide e nei pressi del canale.

La gestione dei bacini di colata dovrebbe cominciare a considerare le dinamiche di ricarica in questa parte del reticolo per poter operare non solo in base alle soglie pluviometriche ma anche in base alla ricarica geomorfica del canale. In alcune realtà alpine i servizi forestali e dei bacini montani hanno tra i loro ruoli il controllare lo stato di ricarica del detrito legnoso nei torrenti montani ogni 3-5 anni (Tirolo), ed in altre i custodi forestali hanno lo specifico compito di controllare e mantenere la memoria storica di un territorio (Trentino). In questi contesti la valutazione dello stato di ricarica del sedimento con uno sforzo aggiuntivo minimo potrebbe facilmente aggiungere un'informazione molto utile per la gestione in for-castig ed in now-casting degli eventi di colata detritica (Fig. 6-2). A questo proposito la creazione ed il mantenimento di un catasto degli eventi, anche minori, può essere un'ottima base per ricostruire e mantenere aggiornata la storia geomorfica di canali da colata detritica sensibili e, non in ultima, permettere sul lungo periodo una più accurata stima della relazione magnitudo-tempo di ritorno basata su eventi reali e slegata dagli eventi pluviometrici.

Alla scala di singola sezione, tra eventi di colata detritica successivi, i comportamenti sono stati misurati su quasi tutte le sezioni monitorate. Sia a scala di reticolo idrografico sia a scala di sezione risulta evidente che eventi successivi tendono ad avere un comportamento opposto di erosione e deposizione. Analizzando le singole sezioni sul rio Gadria nella maggior parte del tratto di collettore principale risulta evidente che le sezioni che nel primo (deposizionale) e che nel secondo evento (deposizionale e di trasporto) hanno avuto maggiori tassi di deposizione, nel terzo evento, fortemente erosivo, sono state soggette ai maggiori tassi di erosione lineare (Fig. 6-12).

Nel rio Rudan la dinamica pare simile: sezioni che sono soggette ad erosione nell'evento successivo (o gli eventi successivi) saranno soggette a deposizione ed il contrario. Questo effetto potrebbe essere conseguente alla variazione della forma della sezione e quindi alle modalità di dissipazione degli sforzi sul contorno bagnato, oltre che ad una maggiore facilità nel mobilizzare del sedimento imposto in loco da breve tempo ed assolutamente soggetto a saturazione e quindi a più facile mobilitazione (McCoy et al., 2012, Berger et al., 2010b, Fig. 6-12).

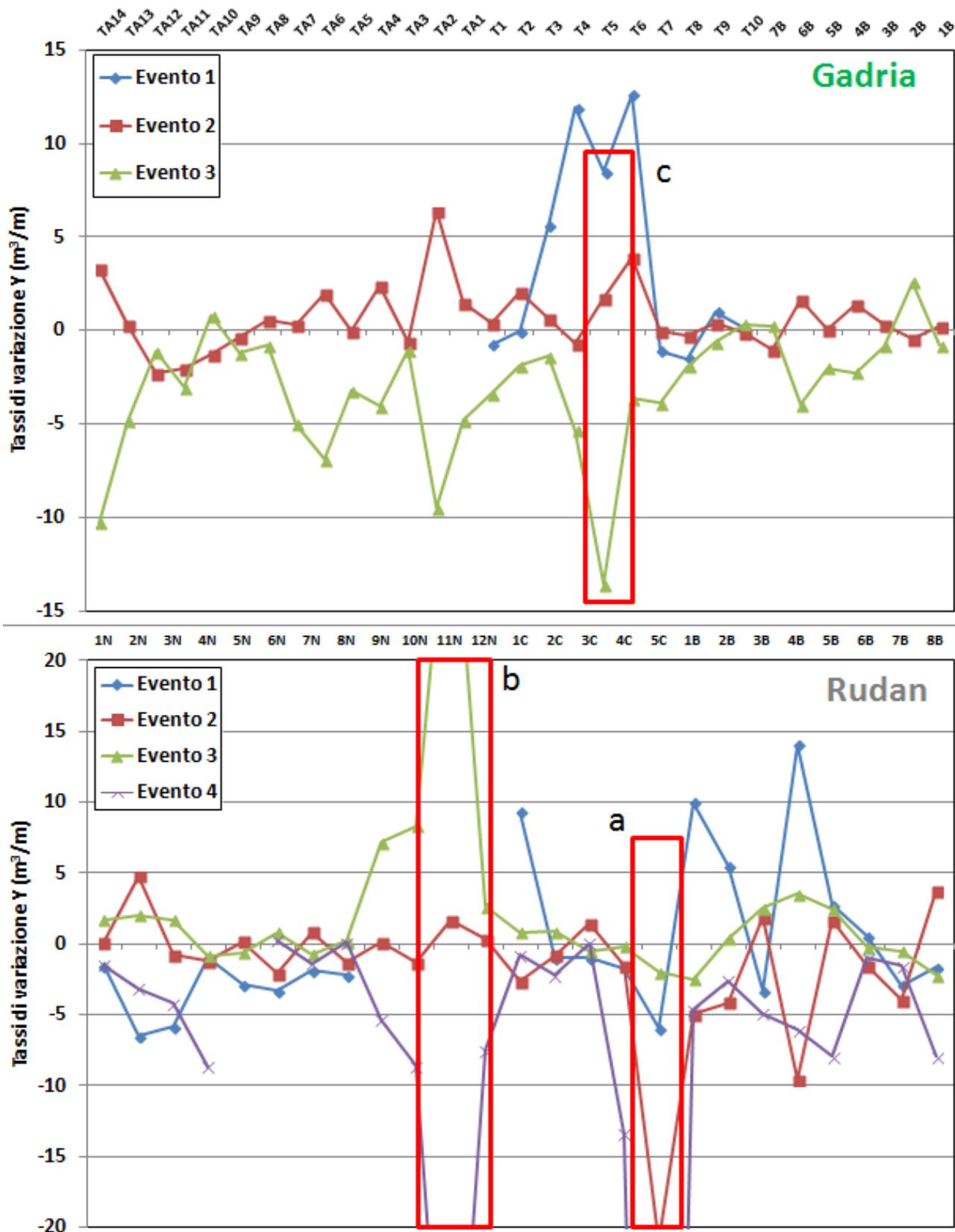


Fig. 6-12: tassi di variazioni morfologiche per gli eventi di colata detritica sulle singole sezioni monitorate sui bacini del rio Rudan e del rio Gatria. Le sezioni evidenziate (a, b, e c) si riferiscono all'approfondimento in Errore. L'origine riferimento non è stata trovata. 6-14.

Andando a paremitrazzare e tipicizzare i comportamenti delle sezioni tipiche si evidenziano tre tipologie (Fig. 6-13 a, b e c) , che sembrano essere controllate dalle condizioni al contorno non dipendenti dalle dinamiche di colata detritica:

- Sezioni con tendenza a dinamiche erosive: illustrate nell'esempio in Fig. 6-13 a, corrispondono a sezioni che indipendentemente dal comportamento dell'evento di colata detritica a cui sono soggette mostrano modificazioni geomorfiche tendenti all'erosione, tendendo a portare il profilo ad una nuova livelletta di equilibrio;
- Sezioni con variazione morfologica controllata dall'evento (Fig. 6-13 b): in cui le variazioni geomorfiche sono controllate e tendono a seguire le tendenze dell'evento a cui sono sottoposte, non rispondendo a condizioni al contorno esterne;
- Sezioni con tendenza a dinamiche deposizionali (Fig. 6-13 c): in cui gli eventi deposizionali vengono amplificati e in cui si hanno delle "riserve" di sedimento mobilizzabili solamente con eventi ad elevata magnitudo e dalla forte capacità erosiva. Eventi di magnitudo moderata e comportamento erosivo mantengono sostanzialmente invariata la sezione.

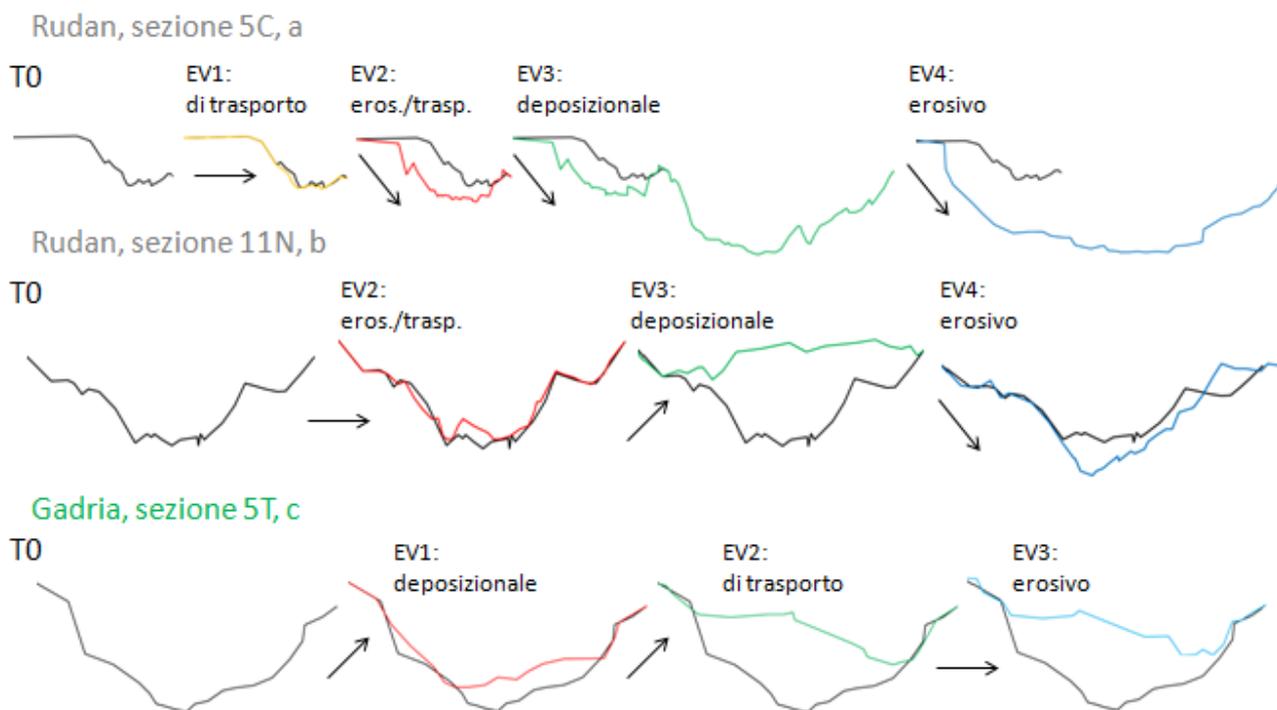


Fig. 6-13: condizioni tipo di evoluzione morfologica evidenziate nelle aree di studio, in particolare per una sezione tendente all'erosione (a), per una sezione a variazione controllata dall'evento (b), per una sezione a tendenza deposizionale (c).

La difesa dal pericolo connesso alle colate detritiche è connesso anche al concetto di sezioni critiche, che dai risultati mostrati risulta evidente essere un punto critico in un sistema di prevenzione e difesa che contempli la trasmissione di sedimento a scala di bacino. Nell'ambito della realizzazione di un catasto geomorfico sopra esposto i tratti contraddistinti da sezioni appartenenti alle tre categorie sopra esposte dovrebbero poter essere evidenziati in modo da caratterizzare le aree sorgente in canale, potenzialmente

costituiti anche da opere di sistemazioni collassate (sezioni con tendenza a dinamiche erosive), i tratti a variazione costante di forma e pendenza (sezioni con variazione morfologica controllata dall'evento) ed i tratti che tendono ad essere dei "polmoni" del sistema (sezioni con tendenza a dinamiche deposizionali). Con queste informazioni l'attività di monitoraggio geomorfico del canale può essere mirata ed ottimizzata in modo da massimizzare gli sforzi di rilievo e da strutturare una metodologia e dei protocolli operativi per la gestione delle emergenze in via preventiva.

6.3. Interazioni tra colate detritiche e canale: forzanti e meccanismi di erosione – deposito

Le correlazioni statistiche realizzate per esplorare i rapporti tra la morfologia del canale, le grandezze dinamiche della colata e le variabili erosive hanno indicato che l'influenza della geometria delle sezioni e delle grandezze geomorfiche sulle variabili è scarsa, confermando i risultati di Hungr et al. (2005), Cavalli et al. (2007) e di Schurch et al. (2011). Fannin e Wise (2001) focalizzavano l'attenzione, oltre che sulla pendenza, sulla larghezza dell'alveo, mentre Breien et al. (2008), come visto, sul volume cumulato. In tutti i casi di studio le regressioni mostrate indicano un legame estremamente debole tra queste variabili e le grandezze erosive, mostrando invece un ampio scatter dei dati e delle relazioni estremamente caso-specifiche.

La chiave per interpretare i risultati differenti rispetto a parte della letteratura (ma aderente a quella specializzata) sulle correlazioni tra forzanti geometriche e geomorfiche e le grandezze erosive è dato dai risultati dei rilievi di campo adottati nella metodologia MPI per la taratura dell'equazione [Eq. 5-8]. Come nei casi di letteratura di Conway et al. (2010), Fannin e Wise (2001) la determinazione della funzione pendenza-dipendente ha dato ottimi risultati per condizioni sperimentali in cui le variabili forzanti siano ridotte al minimo, quindi con percorsi abbastanza rettilinei, senza canali complessi in cui possano intervenire fenomeni di *armouring* e *dam break* e/o limitazioni nelle profondità di erosione. In questi contesti si ha prevalenza di deposizione al di sotto dei 10-15°, di comportamento misto di deposizione, erosione e trasporto tra i 10 ed i 25° e prevalentemente di erosione sopra i 25° (Fig. 6-14).

Condizioni a contorno più complesse mostrano una relazione tra grandezze erosive e pendenza via via più debole, arrivando addirittura al paradosso di relazioni inverse, in cui all'aumentare della pendenza diminuiscono le profondità ed i tassi di erosione (Cavalli et al., 2007, Fig. 5-35, Fig. 5-50). Più genericamente in modo pragmatico si può affermare che in un reticolo idrografico sviluppato e complesso, se la pendenza del canale può essere utilizzata come indicatore generale di una certa propensione alla propagazione delle colate detritiche, non lo si può invece definire un buon proxy per la stima delle dinamiche erosivo deposizionali, ed ancora meno lo sono i classici parametri geometri di contorno bagnato e larghezza della sezione attiva generalmente misurati. Gli intervalli di prevalenza di deposito, comportamento misto e di trasporto/erosione con i limiti rispettivamente a circa 15 e 25 gradi è osservabile anche in queste condizioni dove le variabili stocastiche e/o casuali hanno maggiore influenza, seppur espresse in modo meno evidente (Fig. 6-14). È interessante ed utile notare come le sezioni con dinamismi maggiori, sia in termini di erosione che di deposito, non sono le sezioni con pendenze estremamente basse o estremamente alte, ma si ritrovano nella fascia di pendenza tra 15 e 25 gradi, confermando anche in questo le osservazioni di Hungr et al. (2005).

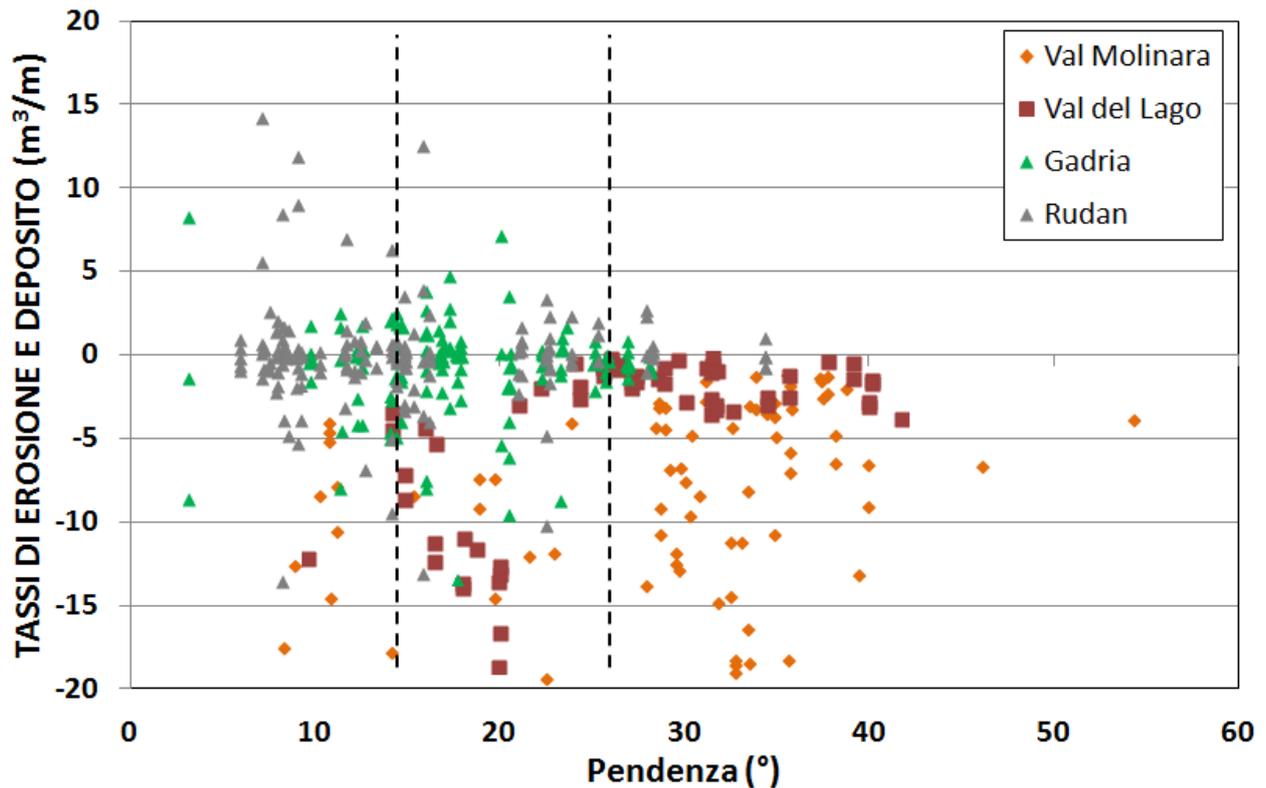


Fig. 6-14: dati di tassi di erosione (negativi) e deposito (positivi) rapportati alla pendenza nei casi di studio monitorati (limitati a $\pm 20 \text{ m}^3/\text{m}$ per necessità di visualizzazione).

Nella condizione più semplice e con meno variabili forzanti, nel rio Val del Lago, la pendenza del canale ed il volume cumulato hanno mostrato un'influenza più marcata ma comunque secondaria. Questa differenza può essere spiegata considerando la minore severità che ha contraddistinto l'evento di colata del Val del Lago, in cui la Z_{max} ed il volume eroso è stato inferiore, inducendo minori discontinuità morfologiche longitudinali del canale dopo l'evento. Si consideri che il rilievo dei casi di studio portati, in particolare nei rii Val Molinara e Val del Lago, è stato condotto con una scansione temporale e con una risoluzione spaziale di piccola scala, coprendo o tratti significativi o l'intero dominio del reticolo idrografico interessato da dinamiche di erosione e deposito. La correlazione minore tra Z e le forzanti idrauliche è quindi maggiormente dovuta al carattere caotico del fenomeno che non alla non significatività delle variabili prese in considerazione e ad i metodi di campionamento.

Le variabili idrauliche (Z_d , v , Q) sono, in generale, più robuste per spiegare la profondità di erosione. Il risultato non è sorprendente perché le variabili sono surrogati delle sollecitazioni agenti lungo il contorno della sezione del canale. Le equazioni specifiche, empiriche, non possono generalmente essere estese ad altre situazioni ma supportano alcune considerazioni dettagliate di seguito. La performance delle equazioni contenenti Z_d , v , o Q sono molto simili. Quindi è preferibile attuare una calibrazione locale di equazioni predittive di Z (i.e., come per un caso di studio simile) basandosi sulla variabile idraulica Z_d , in quanto tale variabile è direttamente misurabile in campo e non è influenzata dalla scelta dell'equazione utilizzata per passare dalla profondità del flusso alla velocità media o ad altre grandezze. I valori di Z_d di questo caso di

studio sono comparabili con quelle misurate sul conoide dell'Ilgraben da Schurch et al. (2011), anch'essi evidenzianti una buona connessione tra Z e Z_D , ma la popolazione campionaria maggiore qui permette un'analisi più approfondita almeno nel campo di esistenza in cui il numero di dati permette il calcolo di medie ragionevoli. Analizzando i dati di profondità di erosione in classi di profondità di flusso di ampiezza Z_D , e focalizzando l'analisi sul campo di esistenza 0-4 m di tirante al picco di colata, è possibile ricavare degli inviluppi massimi e minimi della profondità di erosione tramite due funzioni lineari espresse rispettivamente come (Fig. 6-15):

$$Z = -0.20Z_D \quad [6-3] \quad \text{e}$$

$$Z = -0.50 - 0.40Z_D \quad [6-4]$$

Questi inviluppi, che sostanzialmente individuano tra il 20 ed il 40-45 % della profondità al picco della colata la profondità media di erosione controllata dal flusso stesso, possono agevolmente essere utilizzati per scopi progettuali, per una valutazione preliminare e/o per un controllo delle stime geomorfiche di campo, per la determinazione di un dimensionamento indicativo delle grandezze erosive e per una stima dei volumi potenzialmente erosi sulla base di simulazioni bidimensionali dell'evento atteso (solitamente le simulazioni hanno nel tirante di picco una delle variabili predette più affidabili).

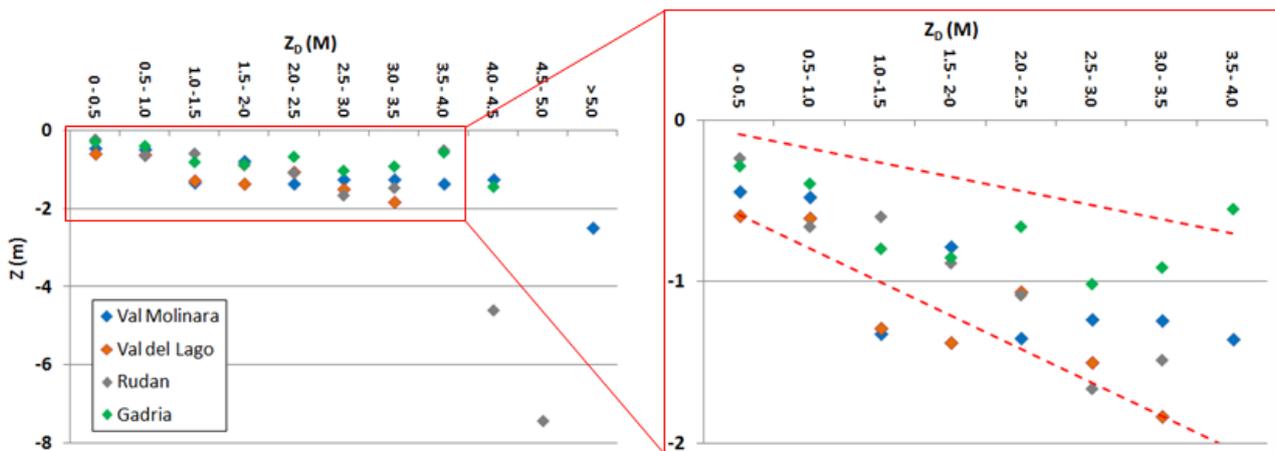


Fig. 6-15: media dei dati di profondità di erosione Z analizzati in classi di profondità di flusso Z_D di 0.5 m ed analisi degli inviluppi nel campo di esistenza 0-4 m di tirante.

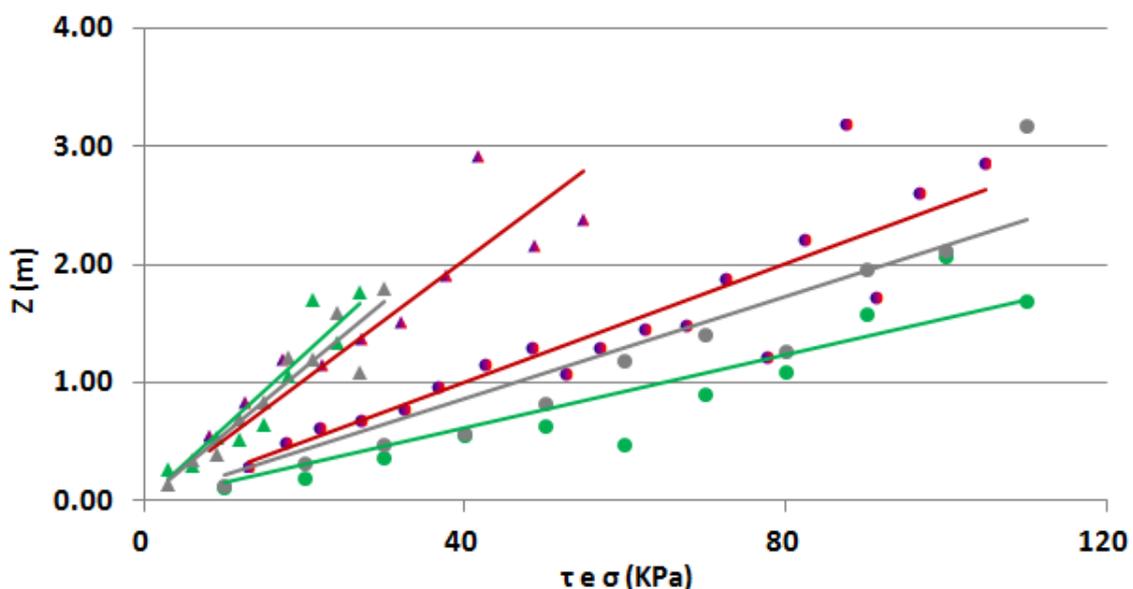
La descrizione del carattere del trend erosivo in canale come fortemente caotico è corroborato dai risultati riguardanti gli sforzi normali e tangenziale, che sono all'origine dell'incisione del letto (Berger et al., 2011, Iverson et al. 2011, McCoy et al., 2012). I dati sono sicuramente soggetti ad approssimazione e vi è inoltre da considerare una parziale autocorrelazione in quanto Z è una componente del calcolo di W (Hung et al., 2005). Tuttavia i recenti studi di sopra citati mostrano anche una netta sovrapposizione tra i picchi di sforzo tangenziale τ , sforzo normale σ e pressione interstiziale p con i picchi di approfondimento del letto, anche se questa variabile appare mediata da altre grandezze, in primo luogo il grado di saturazione del letto stesso. Si è cercato quindi di limitare le strutture caotiche e la variabilità intrinseca del fenomeno

analizzando classi di dati di ampiezza 5 kPa per lo sforzo tangenziale di 10 kPa per lo sforzo normale. Ne sono emerse regressioni molto significative che permettono di collegare gli sforzi alle profondità erosive, e che si traducono in una formulazione lineare passante dall'origine e della forma:

$$Z = A\tau \quad e \quad Z = B\sigma \quad [6-5]$$

in cui il coefficiente A assume valori compresi tra 0.055 e 0.060, ed il coefficiente B valori compresi tra 0.015 e 0.025 (Fig. 6-16) ed hanno unità di misura m^3 e kPa. La stratificazione in classi risulta un ottimo metodo per il filtraggio dei dati e per eliminare il rumore ed il pattern caotico dovuto a condizioni al contorno locali, e porta alla formulazione di equazioni empiriche promettenti con cui si può ragionevolmente predire il valore di Z atteso con una buona approssimazione sui valori di stress. L'equazione [6-7] è una nuova formula erosiva per le colate detritiche ma che ha la stessa struttura e un livello di approssimazione simile ad un'equazione proposta da Foster (1982) che, trascurando lo sforzo iniziale di soglia, quantificava la movimentazione di particelle di suolo nei rills. La scala spaziale e la concentrazione di sedimento dei due processi sono molto differenti, ma il coefficiente A (0.055 - 0.060 m^3/kPa) può essere comparato contettualmente ad un parametro fisico che esprima la mobilità/erodibilità del letto in relazione al transito di un picco di colata detritica.

Il poter replicare l'importanza e la predittività degli sforzi tangenziali sulle profondità erosive da un singolo punto (Berger et al., 2011, McCoy et al., 2012) all'intero reticolo idrografico è una possibilità che richiede estesi approfondimenti ed ulteriori analisi, seguendo se necessario metodi di stima indiretta anche più sofisticati (D'Agostino et al., 2013).



6-16: quadro sintetico delle Fig. 5-32 e Fig. 5-39. In triangoli i dati in classi di ampiezza 5 kPa di sforzo tangenziale ed in cerchi i dati in classi di ampiezza 10 kPa dello sforzo normale. In rosso i bacini porfirici di val Molinara e val del Lago, in grigio il rio Rudan ed in verde il rio Gadia.

Di notevole importanza pratica ed applicativa sono le soglie degli sforzi normali e tangenziali per l'inizio dell'attività erosive, stimati in circa $\tau=6$ kPa e $\sigma=10$ kPa sui rii Val Molinara e Val del Lago, mentre sui rii Gatria e Rudan le soglie sono sostanzialmente identiche e presentano valori di circa $\tau=1$ kPa e $\sigma=6$ kPa. Le soglie riportate in letteratura e misurate con sensori specifici si pongono in un contesto intermedio tra i rii Gatria e Rudan ed i rii Val Molinara e Val del Lago, con valori tra 3 e 4 kPa (McCoy et al., 2012, Berger et al. 2011, Schurch et al. 2011). Questa forbice è probabilmente dovuta alle differenze tra i bacini di Gatria Rudan ed Illgraben, caratterizzati da alta frequenza di sedimento ed alveo amorfo. Gli alvei dei rii Val Molinara e Val del Lago, all'opposto, presentavano prima dell'evento una morfologia strutturata ed un corazzamento notevole del fondo, quindi le soglie di erosione risultano più elevate perché la colata per cominciare ad erodere deve destrutturare il corazzamento superficiale.

E' interessante osservare le differenze di rapporto tra gli sforzi che si possono apprezzare tra i diversi tratti del Gatria, sul Rudan e tra i tratti principali e secondari dei rii Val del Lago e Val Molinara (Fig. 5-38, Fig. 5-54, Fig. 5-55, Tab. 5-47, Tab. 5.54). Il rapporto τ/σ potrebbe descrivere la tipologia di fenomeno e la sua evoluzione nel reticolo, mostrando valori inferiori per i collettori principali, dove la colata era sicuramente definibile come matura, e superiore nei collettori secondari dove, in particolare in Val del Lago e Val Molinara, il processo era probabilmente di transizione verso una colata detritica. Ulteriori analisi e verifiche mirate in campo sono necessarie per confermare questa ipotesi, ma se fosse valida dai valori illustrati nelle tabelle sopra illustrate e riassunte in Fig. 6-17 si potrebbe individuare una soglia di rapporto τ/σ pari a 0.35 per considerare una colata detritica matura.

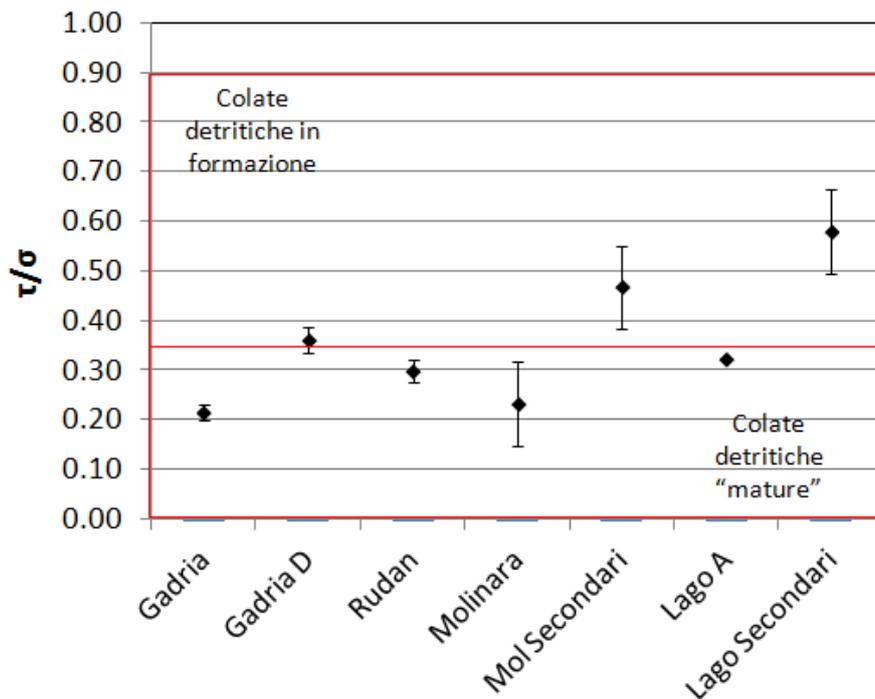


Fig. 6-17: schematizzazione del rapporto τ/σ nei casi di studio analizzati, con differenziazione netta tra i collettori principali ed i collettori secondari ed evidenziata in quadranti rossi la proposta di differenziazione della tipologia del fenomeno.

A seguito dell'analisi dei rapporti τ/σ ed a partire dai valori degli sforzi stessi, si sono calcolati con l'equazione [Eq. 4-10] i valori di pressione interstiziali, che in particolare dalle sperimentazioni di Iverson et al. (2011) sembrano essere il forzante maggiore nel condizione i fenomeni erosivi. Anche Berger et al. (2011) e McCoy et al. (2012) ne infatizzano il ruolo, studiandone nei punti fissi di rilevamento anche la frequenza di trasmissione all'interno dell'alveo. I dati di pressione interstiziale calcolati nei casi di studio oggetto di indagine sembrano essere conformi ai dati citati forniti dalla fino ad ora scarsa letteratura in proposito, ma un'analisi approfondita dei risultati sembra fuori luogo avendo derivato questo parametro da altri, gli sforzi, già calcolati a partire dai dati misurati e che mostrano una loro forte variabilità intrinseca anche dovuta al modello semplificato con cui gli sforzi stessi sono stati calcolati. Tuttavia è da evidenziare, sia a supporto dell'ipotesi dell'utilizzo del rapporto τ/σ come indicatore dello stadio di maturità della colata, sia come indicazione scientifica a supporto delle indagini di D'Agostino ed al. (2013), che le relazioni tra le pressioni interstiziali calcolate e le profondità di erosione Z sembrano avere un buon grado di affidabilità. Le regressioni logaritmiche che descrivono l'andamento del rapporto Z/p sembrano essere di tipo logaritmico, e sembrano differenziarsi con la supposta evoluzione dell'evento come descritto dai rapporti τ/σ (Fig. 5-40, Fig. 5-57, Tab. 5-48, Tab. 5-55) portando ad R^2 compresi tra 0.5 e 0.8. Una prima indicazione generale che se ne trae è che la pressione interstiziale al picco della colata potrebbe essere legate alla profondità massima di erosione tramite una relazione logaritmica con intercetta tra - 0.5 e - 1 m e coefficiente compreso tra 1.5 e 3 kPa per i collettori principali, e tra 0.5 ed 1.5 per i collettori secondari, che potrebbe significare in un possibile comportamento diverso sotto l'aspetto erosivo per le colate detritiche mature rispetto a quelle immature.

7. Conclusioni

Le dinamiche di sedimento a scala di bacino, ed in primo luogo le variazioni di manitudo di evento nel reticolo idrografico, sono un problema importante nella gestione del pericolo da colata detritica. Di fatto senza una approfondita comprensione dei fenomeni erosivi e deposizionali è impossibile stimare sia uno scenario di magnitudo sia l'evoluzione dell'evento lungo il suo percorso. I risultati ottenuti contribuiscono ad aumentare le conoscenze dei pattern sia qualitativi che quantitativi di erosione e deposito, investigando casi comparabili di bacini ad alimentazione solida limitata sostanzialmente incontaminati rispetto da passate collate detritiche e due casi con colate detritiche frequenti e ad alimentazione solida illimitata. La ricerca ha portato a metodologie, soluzioni applicabili, indicazioni per strategie operative e indicazioni per futuri approfondimenti nella gestione del rischio idrogeologico e nella ricerca orientata alla comprensione delle colate detritiche.

I database prodotti e le analisi eseguite rappresentano uno dei pochi studi eseguiti su tratti estesi o su intero reticolo idrografico di colata riguardo alle grandezze erosivo deposizionali. Ne emerge una variabilità intrinseca del fenomeno elevatissima e probabilmente non modellabile dovuta a variazioni delle condizioni al contorno (geometria della sezione, variazioni locali di reologia o di contenuto idrico dell'alveo...), in cui si innesta la fisica di un fenomeno che dipende fortemente dalle proprietà del substrato su cui agisce. Il ruolo degli sforzi tangenziali e normali e della pressione interstiziale trasmessa al fondo sono sicuramente i meccanismi forzanti dei fenomeni erosivi in canale, e la loro comprensione profonda su tratti estesi di reticolo è indispensabile per una modellazione efficace dell'interfaccia colata detritica - substrato, che ad ora pare lontana dall'essere realistica, robusta ed affidabile.

Nei bacini montani suscettibili a colate detritiche in cui vi sia una pluralità di aree sorgente di sedimento con la possibilità di attivarsi in contemporanea, l'esigenza di evitare di sprecare risorse finanziarie e sforzi sistematori porta alla conseguente necessità di comprenderne le dinamiche attuali. Tramite la proposta di una metodologia per l'identificazione delle priorità gestionali (indice MPI), questo studio unisce i vantaggi ben noti del rilievo di campo mirato con quelli della moderna topografia digitale distribuita senza ricorrere a operazioni cosiddette "black-box" e garantendo una più precisa descrizione del dominio di studio anche nei casi di non visibilità a terra a causa di ombra o copertura, di non copertura della rete GPS o Glonass e in assenza delle condizioni di sicurezza idonee al pedonamento da parte dell'indicatore. L'indice MPI è stato sviluppato tenendo conto che ogni area sorgente è parte di un sottobacino con una propria suscettibilità a innescare e propagare colate ad una certa sezione di chiusura. La metodologia proposta è applicabile ad altri bacini da colata detritica e richiede uno sforzo modesto nella raccolta dei dati di input, richiedendo i dati topografici normalmente disponibili in territorio alpino: in particolare DTM e DSM alla risoluzione compatibile con la minima larghezza dell'alveo, ortofoto con

risoluzione spaziale di 0.5 m. Inoltre viene richiesto uno sforzo aggiuntivo rispetto alla normale attività di campo delle studio di un bacino per rifinire il catasto delle aree sorgenti di sedimento, per realizzare le stime geomorfiche (la cui realizzazione costituisce comunque buona norma) e per calibrare le relazioni di comportamento dinamico delle colate in termini di erosione e deposito. Nel caso del rio Gatria, la metodologia MPI ha portato ai seguenti risultati:

- i. Ha evidenziato una relazione chiara con le misure di mitigazione costruite dai locali nei secoli scorsi;
- ii. Ancora più coerentemente, è stata evidenziata una buona relazione tra le aree sorgente evidenziate dal MPI come di gestione prioritaria e le aree attivate da tre recenti colate detritiche;
- iii. L'approccio può essere utile per gli stakeholders nel processo decisionale per la realizzazione di sistemi di mitigazione del pericolo e/o per indirizzare attività di ricerca e monitoraggio;
- iv. La capacità predittiva e discriminatoria del metodo si può avvantaggiare di un'eventuale taratura adattativa su uno specifico caso di studio, supportata adeguatamente da topografia ad alta risoluzione ed approfonditi rilievi di campo in grado di stabilire relazioni empiriche orientate ai processi e sito specifiche.

La determinazione della tipologia del comportamento di un bacino da colata detritica è di fondamentale importanza per orientare le scelte operative nella gestione del pericolo idrogeologico. È stata implementata una metodologia che permette la categorizzazione e quantitativa dei bacini ad alimentazione solida limitata ed illimitata, basandosi sui risultati delle stime geomorfiche del sedimento disponibile, dei volumi di evento e degli involucri di rapporto magnitudo/area suggeriti da D'Agostino e Marchi (2001). Sono inoltre stati valutati i tassi di ricarica e di modificazione morfologica degli alvei, evidenziandone le diversità di scala con gli eventi di trasporto solido e con gli apporti dalle aree sorgente di sedimento direttamente connesse al reticolo idrografico.

Le proposte di Bovis e Jakob (1999) riguardo alla categorizzazione dei bacini da debris flow è stata rivista in funzione degli studi di Brayshaw ed Hassan (2009) e dei risultati dei presenti studi, aggiungendo la categoria dei bacini ad alimentazione variabile e ponendo delle evidenze che riducono il legame tra tempo di ritorno idrologico e tempo di ritorno di evento di colata detritica.

Un risultato importante è l'ottimo adattamento del campione delle massime profondità di erosione alla distribuzione di probabilità degli eventi estremi EV1, che può permettere di generare un metodo rapido per delinare uno scenario di magnitudo di colata detritica, necessitando solamente di una stima preliminare della massima e della media profondità di erosione. Questa possibilità è data dalla natura impulsiva e booleana del fenomeno in bacini "supply limited", mentre in bacini ad alimentazione solida illimitata e ad alta frequenza di accadimento le distribuzioni di frequenza normale per il trasporto solido e di Poisson per le colate erosive o deposizionali sono difficilmente utilizzabili per questo scopo, in quanto la variabilità

inter-evento degli effetti della colata sono ad ora non prevedibili. In linea di massima ad un evento deposizionale dovrebbe seguire un evento erosivo, ma molto è demandato alle condizioni al contorno del sistema e, talvolta, a variabili stocastiche non prevedibili.

Le dinamiche di erosione e deposito sono di primaria importanza per la gestione del pericolo da colata detritica, ed il monitoraggio geomorfico dei canali da colata detritica potrebbe essere una metodologia vantaggiosa per implementare strategie di prevenzione e nowcasting. Tale monitoraggio dovrebbe essere orientato a due livelli, portando ad un approccio esecutivo degli schemi di "conveyor belt" proposti da Theule et al. (2012), considerando quindi sia la storia geomorfica di un canale da colata detritica, realizzando ed aggiornando un catasto dettagliato degli eventi pluviometrici sopra soglia (12-15 mm/h) e degli eventi di colata detritica anche di bassa magnitudo, sia a livello di sezione o di tratto analizzando e distinguendo ai fini della gestione e del pericolo idrogeologico quei tratti che evidenziano un comportamento tendenzialmente di deposizione, di dipendenza dall'evento e tendenzialmente di erosione.

Le dinamiche di erosione e deposito conseguenti alle colate detritiche nel reticolo idrografico appaiono come un fenomeno tanto più governato da variabili caotiche e dipendenti dalle condizioni iniziali tanto più il sistema e le condizioni al contorno sono complesse. Le deboli relazioni tra le grandezze erosive e deposizionali (siano esse tassi lineari o profondità) e le variabili geometriche e geomorfiche dell'alveo in cui si sono verificate e che sono state evidenziate in altri recenti studi sono confermate. La pendenza, considerata spesso paradigma della suscettibilità all'erosione e all'aggradamento di un alveo, risulta il forzante principale solamente per le condizioni in cui sostanzialmente risulta l'unico o quasi grado di libertà dell'evento. In sistemi complessi, come la maggior parte degli alveo naturali soggetti a colate detritiche, sono individuabili solo intervalli di prevalenza di comportamenti erosivi, misti (e/o di trasporto) e deposizionali di evento. I tratti a maggior variabilità morfologica inoltre si localizzano proprio nell'intervallo di "trasporto", identificabile con pendenze comprese tra 15 e 25°.

Le forzanti idrauliche (Z_d , v , Q) sono generalmente più espresse negli effetti morfologici rispetto alle variabili geometriche, ma la misura diretta suggerisce di considerare l'altezza del fronte di colata come proxy più affidabile per la regressione alla profondità di erosione. Anche in questo contesto la variabilità è estremamente elevata, e risulta vantaggioso e cautelativo fornire strumenti di involucro, che restituiscano le profondità medie di erosione per una data altezza del fronte. La definizione di un range di profondità medie di erosione comprese tra il 20 ed il 40-45 % del tirante di picco della colata detritica potrebbe risultare utile, una volta definita la portata al picco dell'evento di progetto, per una stima di primo livello delle profondità medie di erosione in relazione allo scenario individuato. Ulteriori analisi e verifiche in questo senso sono tuttavia necessari per validare una simile possibilità.

L'attenzione della ricerca riguardo ai fenomeni erosivi si sta spostando dalle variabili idrauliche e geometriche ai parametri fisici, tendendo di arrivare alle leggi costitutive del processo. Dati sperimentali

sono disponibili per singoli punti strumentati in modo consistente, ma poche informazioni sono disponibili a scala di reticolo. La ricostruzione degli sforzi normale e tangenziale sulle sezioni monitorate ha permesso di individuare una dispersione importante dei dati, dovuto probabilmente sia allo schema di calcolo semplificato sia alle variabili caotiche e locali non prevedibili, misurabili e probabilmente modellabili. All'interno di questa dispersione tuttavia emergono i pattern collegati all'inizio dei fenomeni erosivi e all'influenza del picco dell'evento presenti in letteratura che permettono di identificare nei dati raggruppati in classi di intervalli fissi di sforzo delle relazioni lineari simili per tutti e 4 i casi di studio investigati, con rapporti Z/τ compresi tra 0.055 e 0.060 e Z/σ compresi tra 0.015 e 0.025. La soglia di innesco dell'erosione in canale sembra dipendere direttamente dalla strutturazione morfologica del canale prima dell'evento, ed è quindi maggiore nei bacini ad alimentazione solida limitata (rispettivamente 6 e 8 kPa) rispetto a quella propria dei bacini ad alimentazione solida illimitata (1 e 6 kPa). Ulteriori analisi hanno portato ad ipotizzare che il rapporto τ/σ possa essere un proxy della maturità della colata, con una "soglia" tra colate detritiche mature ed immature di 0.35. Allo stesso modo la pressione interstiziale, calcolata in modo indiretto, sembra essere legata alla profondità di erosione da relazioni di tipo logaritmico con coefficienti differenti a seconda del rapporto τ/σ , passando da un coefficiente tra 1.5 e 3 per le colate detritiche mature a valori tra 0.5 e 1.5 per le colate detritiche supposte immature.

8. Ringraziamenti

La realizzazione di questa ricerca è stata possibile anche grazie al contributo del progetto Europeo Alpine Space MONITOR II e del progetto dell'Università di Padova GEORISK. Molti enti hanno collaborato in modo importante ed hanno contribuito in modo significativo ai risultati della ricerca. Sentiti ringraziamenti vanno in particolare alla Ripartizione Opere Idrauliche della Provincia Autonoma di Bolzano, in particolare a Pierpaolo Macconi, al Servizio Bacini Montani della Provincia Autonoma di Trento, ad ARPA Veneto ed al CNR IRPI di Padova. Un ringraziamento particolare è dovuto a Paolo Tarolli e Marco Cavalli, che con consigli e suggerimenti ben al di là della normale cortesia professionale mi hanno spesso aiutato nelle scelte e nelle domande da porre.

In tre anni ho collaborato con molti tesisti, assistendoli verso la laurea sia nel contesto di questo progetto sia su altri e cercando di trasmettere passione e, quando possibile, competenze. Ad alcuni di questi va il mio ringraziamento sia per l'aiuto nella ricerca sia per il prezioso rapporto umano che si è creato. A Matteo Rosso, Mauro Reginato, Piero Cappellari, Valentino Gottardi e Caterina Ferrato va un augurio di proseguire la loro carriera e di mantenere la voglia di costruire che li contraddistingue e ne fa persone eccezionali.

Inserirsi a lavorare in un gruppo può essere un buon inizio, restare e seguire un proprio progetto è sicuramente un progresso, ma lavorare insieme è senza dubbio un successo. Per questo devo senza dubbio ringraziare i miei colleghi, con cui si è andati a costituire un team al di là del dottorato in cui questo lavoro ha un fascino ancora maggiore e con cui spero di continuare a condividere risate e problemi. Grazie quindi per aver accettato la mia esuberanza alla componente pratica e burbera del gruppo, Enrico, alla parte precisa e stabilizzatrice, Francesco, e a Tamara per essere tornata a lavorare con noi. A voi devo al minimo un buon numero di penne. Una buona barca per essere tale deve avere un ottimo timone, e non posso che essere riconoscente in modo sincero e sentito verso il Professor Vincenzo D'Agostino per la fiducia, il sostegno e gli insegnamenti che mi ha trasmesso. La stima nei suoi confronti va al di là del rapporto di lavoro, ed i miei ringraziamenti vanno sia all'uomo che al professore.

Si arriva alla fine del dottorato ad un'età ed in una situazione in cui la comprensione ed il sostegno della propria famiglia non è un fatto scontato. Ho la fortuna di avere un padre che ripone in me fiducia e sostiene le mie scelte, ed una madre comprensiva che non mi hanno mai fatto mancare sostegno ed affetto quando ne ho avuto bisogno. Attorno a loro una famiglia allargata di fratelli, nonne e nonni, zii e cugini mi ha protetto, incoraggiato e festeggiato da sempre. A loro il più profondo grazie di un figlio fiero dei propri genitori e della propria famiglia.

Le cime sono meno belle se ci si arriva da soli, ma in questo caso il rischio non esiste. Questa pagina sarebbe troppo ristretta per dedicare ad ogni amico, di sempre o trovato di recente per strada, un frammento di quello che sento e vorrei dire, ma ognuno di loro leggendo queste righe non potrà non pensare a qualche gioia comune, a qualche problema risolto assieme o ad un'occasione di sostegno reciproco. A voi e ad ognuno di quei pensieri grazie e un brindisi, in nome di quelli fatti e di quelli che alzeremo. Un grazie ed un sorriso lo devo alla persona fantastica che con me ha camminato per lungo tempo, facendo l'uno crescere l'altra e facendoci credere reciprocamente nella possibilità di inseguire le nostre vite, anche se questo le ha portate a separarsi. Bon voyage.

Svegliarsi la mattina con la voglia di andare a fare il proprio lavoro è una fortuna immensa, ma non è niente in confronto all'aver accanto la persona che si ama prima di andare a dormire. Le cime, le sciature, le cene che mi hai portato in ufficio quando mi impuntavo a seguire qualche idea sono solo il riflesso della felicità che ogni giorno il tuo sorriso mi regala. Tutto sarebbe stato più difficile e più duro, e l'incertezza del futuro molto più insopportabile, se tu non mi fossi vicina. Spero di poter alimentare la sorgente del tuo sorriso per molto tempo ancora, perchè è la cosa più bella che abbia mai visto. Grazie.

9. Bibliografia

- Ancey, C, 1999. Rheologie des laves torrentielles. Final scientific report PNRN 1998-99. CEMAGREF, Grenoble, France.
- Ancey, C, 2001. Snow Avalanches. Ecole Polytechnique de Lausanne, modelling avalanche report.
- Ancey C, Crochard, S, 2009. The dam-break problem for Herschel-Bulkley viscoplastic fluids down steep flumes. *J. Non-Newtonian Fluid Mech*, 158, 18-35.
- Arattano, M, 2000. On debris flow front evolution along a torrent. *Phys. Chem. Earth*, 25, 9, 773-740.
- Arattano, M, Marchi, L, 2005. Measurements of debris flow velocity through cross correlation of instrumentation data. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 5, 137-142.
- Armanini A, Fraccarollo L, Rosatti G. 2009. Two-dimensional simulation of debris flows in erodible channels. *Computers & Geosciences*, 35:993-1006. DOI:10.1016/j.cageo.2007.11.008.
- Barbolini, M, 2008. Hazard mapping of extremely rapid mass movements in Europe. Deliverable D3.1, Integral Risk Management of Extremely Rapid Mass Movements, Sixth Framework Programme, UE, 147.
- Berger C, McArdell BW, Fritschi B, Schlunegger F. 2010. A novel method for measuring the timing of bed erosion during debris flow and floods. *Water resources research* 46: W02502. DOI:10.1029/2009WR007993, 2010.
- Bardou, E, Ancey, C, Bonnard, C, Vuillet, L, 2003. Classification of debris-flow deposits for hazard assessment in alpine areas. *Proc. of the 3rd Int. Conf. on debris flow hazard mitigation*, 799-808.
- Bartelt, P, Salm, B, Gruber, U, 1999. Calculating dense-snow avalanche runout using a Voellmy-fluid model with active/passive longitudinal straining. *Journal of Glaciology*, vol. n° 45, no. 150, 242-254.
- Berger, C, McArdell, B, Schlunegger, F, 2011. Sediment transfer patterns at the Illgraben catchment, Switzerland: Implications for the times scales of debris flow activities. *Geomorphology*, 125, 421-432.
- Berger, C, McArdell, B, Schlunegger, F, 2010a. Sediment transfer patterns at the Illgraben catchment, Switzerland: Implications for the time scales of debris flow activities. *Geomorphology*, 125, 421-432.
- Berger, C, McArdell, B, Fritschi B, Schlunegger F, 2010b. A novel method for measuring the timing of bed erosion during debris flow and floods. *Water resources research*, 46.
- Berti, M, Simoni, A, 2007. Prediction of debris flow inundation area using empirical mobility relationship. *Geomorphology*, 90, 144-161.
- Berger C, McArdell BW, Schlunegger F. 2011. Direct measurement of channel erosion by debris flows, Illgraben, Switzerland. *Journal of geophysical research*, 116, F01002. DOI:10.1029/2010JF001722
- Bovis MJ, Jakob M. 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms* 24: 1039-1054.
- Brayshaw D, Hassan, M.A. Hassan, 2009. Debris flow initiation and sediment recharge in gullies. *Geomorphology*, 109, 122-131.
- Brasington J, Langham J, Rumsby B. 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology* 53, 3-4: 299-316. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00320-3.

- Breien H, De Blasio F, Elverhoi A, Hoeg K. 2008. Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway. *Landslides* 5: 271-280. DOI: 10.1007/s10346-008-0118-3.
- Brundl, M, Romang, H.E, Bischof, N, Rheinberger, C.M, 2009. The risk concept and its application in natural hazard risk management in Switzerland. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 9, 801-803.
- Cavalli M, Marchi L, Sangati M, Zanon F, Borga M. 2007. Erosione e trasporto dei sedimenti durante una piena improvvisa: l'evento del Rio Cucco, 29 agosto 2003. In *Ricerche ed Esperienze di Sistemazioni Idraulico Forestali*, Bischetti GB. Quaderni di Idronomia Montana, Nuova BIOS, Cosenza; 231-245 (in italian).
- Cavalli M, Marchi L. 2008. Characterization of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR. *Natural Hazards and Earth System Science* 8,2: 323-333.
- Cavalli M, Tarolli P, Marchi L, Dalla Fontana G. 2008. The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *Catena* 75: 249-260. DOI:10.1016/j.catena.2007.11.001.
- Cenderelli, D.A, Kite, J.S, 1998. Geomorphic effects of large debris flows on channel morphology at north fork mountain, Eastern West Virginia, USA. *Earth surface processes and landforms*, 23, 1-19.
- Cesca, M, 2008. Studio dei meccanismi di deposizione dei debris flow: integrazioni tra esperienze di laboratorio, analisi di campo e modellazioni numeriche. Tesi di dottorato di ricerca in idronomia ambientale, ciclo XX. Pages: 255.
- Chen, J, He, Y.P, Wei, F.Q, 2005. Debris flow erosion and deposition in Jiangjia. *Environ. Geol*, 48, 771-777.
- Conway SJ, Decaulne A, Balme MR, Murray JB, Towner MC. 2010. A new approach to estimating hazard posed by debris flows in the Westfjords of Iceland. *Geomorphology* 114: 556-572. DOI:10.1016/j.geomorph.2009.08.015.
- hazard posed by debris flows in the Westfjords of Iceland. *Geomorphology*, 114, 556-572.
- Corominas, J, 1996. The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal*, 33, 260-271.
- Costa J. E, 1984. Physical Geomorphology of Debris Flows. *Developments and Applications of Geomorphology*, 25, 268-317.
- Crosta, G.B, Imposimato, S, Roddenman, D.G, 2003. Numerical modelling of large landslides stability and runout. *Natural hazards and earth system sciences*, 3, 523-538.
- Coussot P, Meunier M, 1996. Recognition, classification and mechanical description of debrisflows. *Earth-Science Reviews*, 40: 209-227.
- Crosta, G.B, Imposimato, S, Roddeman, D, 2009. Numerical modelling of entrainment/deposition in rock and debris-avalanches. *Engineering Geology* 109: 135-145.
- D'Agostino V., Bettella F., Cesca M, 2013. Basal shear stress of debris flow in the runout phase. *Geomorphology*, 201, 272-280. DOI 10.1016/j.geomorph.2013.07.001.
- D'Agostino V. 2012. Assessment of past torrential events through historical sources. In *Dating Torrential processes on Fans and Cones - Methods and their application for hazard and risk assessment*, Advances in Global Change Research 47, Schneuwly-Bollscheweiler M, Stoffel M, Rudolf-Miklau F (eds). Springer, Dordrecht. DOI 10.1007/978-94-007-4336-6.
- D'Agostino V, Cesca M, Marchi, L, 2010. Field and Laboratory investigation on runout distances of debris flows in Dolomites (Eastern Italian Alps). *Geomorphology*, 115, 294-304.

- D'Agostino V, Cesca, M, 2009. Reologia e distanza di arresto dei debris flow: sperimentazioni su modello fisico a piccola scala. IX Convegno nazionale dell'Associazione Italiana di Ingegneria Agraria, 12-16 settembre.
- D'Agostino V, Marchi L. 2003. Geomorphological estimation of debris flow volumes in alpine basins. In *Debris flow Hazard Mitigation: Mechanism, Prediction and assessment*, Rickenmann D, Chen H. Millpress: Rotterdam; 1096-1106.
- D'Agostino, V, Marchi, L, 2001. Debris flow Magnitude in the Eastern Italian Alps: Data Collection and Analysis. *Phys. Chem. Earth*, 26, 9, 657-663.
- D'Agostino V. 2012. Assessment of past torrential events through historical sources. In *Dating Torrential processes on Fans and Cones - Methods and their application for hazard and risk assessment*, Advances in Global Change Research 47, Schneuwly-Bollschweiler
- Davies, R. H, 1986. Large debris flows: a macro-viscous phenomenon. *Acta Mechanica*, 63, 161-178.
- Egashira S, Honda N, Itoh T. 2001. Experimental Study on the Entrainment of Bed Material into Debris Flow. *Phys. Chem. Earth* 26: 645-650.
- Fagents SA, Baloga SM. 2006. Toward a model for the bulking and debulking of lahars. *Journal of Geophysical Research* 111: 1-21. DOI:10.1029/2005JB003986.
- Fannin RJ, Wise MP. 2001. An empirical-statistical model for debris flow travel distance. *Canadian Geotechnical Journal* 38: 982-994.
- Favalli M, Formaciaci A, Pareschi MT. 2009. LiDAR strip adjustment: Application to volcanic areas. *Geomorphology*, 111: 123-135. DOI:10.1016/j.geomorph.2009.04.010.
- Ferro V, 2006. La sistemazione dei bacini idrografici. Mc Graw Hill, Milano.
- Ghilardi, P, Natale, L, Savi, F, 2001. Modelling debris flow Propagation and Deposition. *Phys. Chem. Earth*, 26, 9, 651-656.
- Gruber, S, Huggel, C, Pike, R, 2008. Modelling mass movements and landslide susceptibility. In Hengl, T, Reuter, H.I, *Geomorphometry*, Amsterdam, 527-550.
- Hofmeister, R.J, Miller, D, 2003. GIS-based modelling of debris-flow initiation, transport, and deposition zones for regional hazard assessments in western Oregon, USA. *Proc. 3rd International Conference on Debris Flows Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*. Millpress, Rotterdam, 1141-1149.
- Horton P, Jaboyedoff M, Bardou E. 2008. Debris flow susceptibility mapping at a regional scale. 4th Canadian Conference on Geohazards. Laval, Canada, 20-24 may.
- Hungr, O, Morgan, G.C, Kellerhals, R, 1984. Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Canadian Geotechnical Journal* 21: 663-667.
- Hungr, O, Morgan, G.C, VanDine, D.F, Lister, D.R., 1987. Debris flow defences in British Columbia. In *Debris flows/avalanches: process, recognition and mitigation*. Reviews in Engineering Geology. Costa, J.E, Wieczorek, G.F. (editors). *Geol. Soc. Am*, Vol. VII, 201-222.
- Hungr, O, 1995. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches. *Can. Geotech. J*, 32, 610-623.
- Hungr O, McDougall S, Bovis M. 2005. Entrainment of material by debris flows. In *Debris Flow Hazards and Related Phenomena*, Chapter 7, Jakob M, Hungr O, Eds, Springer Verlag, Heidelberg, Germany, 135-158.

- Hurlimann M, Copons R, Altimir J. 2006. Detailed debris flow hazard assessment in Andorra, a multidisciplinary approach. *Geomorphology*, 78: 359 – 372. DOI:10.1016/j.geomorph.2006.02.003.
- Hurlimann, M, Rickenmann, D, Medina, V, Bateman, A, 2008. Evaluation of approaches to calculate debris flow parameters for hazard assessment. *Engineering Geology* 102, 152-163.
- Hurlimann, M, Copons, R, Altimir, J, 2006. Detailed debris flow hazard assessment in Andorra, a multidisciplinary approach. *Geomorphology*. 78, 359 – 372.
- Hussin HY, Quan Luna B, van Western CJ, Christen M, Malet JP, van Asch TWJ. 2012. Parametrization of a numerical 2-D debris flow model with entrainment: a case study of the Faucon catchments, Southern French Alps. *Natural Hazard Earth System Science* 12: 3075-3090. DOI: 10.5194/nhess-12-3075-2012.
- Foster G.R. 1982. Modeling the erosion processes. In *Hydrological modeling of small watersheds*, Hann CT, Johnson HP, Brakensiek DL, ASCE Monograph 25: 297-380.
- Jager, S, 1997. Fallstudien zur Bewertung von Massenbewegungen als geomorphologische Naturgefahr. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, 108-151.
- Jakob, M, 2005. A size classification for debris flows. *Engineering Geology*, 79, 151-171.
- Jakob, M. e Friele, P, 2009. Frequency and magnitude of debris flows on Cheekye River, British Columbia. *Geomorphology* 114, 382-395.
- Jacob, M, Owen, T, Simpson, T, 2011. A regional real-time debris flow warning system for District of North Vancouver, Canada. *Landslides*, published online.
- Jishan W.1992. Characteristics of erosion and deposition from debris flows. In *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*, Proceedings of the Chengdu Symposium, IAHS Publ. no. 209, Cehngdu, July 1992: 355 - 359.
- Julien, P. Y, Asce, M, Paris, A, 2010. Mean velocity of mudflows and debris flows. *Journal of Hydraulic engineering*, 676-679.
- Kaina, R, 2006. Debris flow experiment in rotating drum. PhD dissertation at the Institute of Mountain Risk Engineering University of Natural Resources and Applied Life. Pages:: 170.
- Kienholz H, Frick E, Gertsch E. 2010. Assessment tools for mountain torrents: Sedex and bed load assessment matrix. Proceedings, International Symposium Interpraevent, in Pacific Rim, Taipei, Taiwan, April 26-30: 245-256.
- Kronfellner-Krauss G. 1985. Quantitative estimation of torrent erosion. International Symposium on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention. Tsukuba, Japan, 3-5 September: 107-110.
- Ikeya, H, 1981. A method of designation for area in danger of debris flow. *In Erosion and sediment transport in Pacific Rim Steplands*, Proc. of the Christchurch Symp, Int. Assoc. Hydrol. Sci, 132, 576-588.
- Innis, J.L, 1983. Debris Flows. *Prog. Phys. Geog*, 7, 469-501.
- Iverson, R. M, 1997. The physics of debris flows. *Rev. Geophys.* 35, 245-296.
- Iverson, R.M, Reid, M.E, LaHusen R.G, 1997. Debris flow mobilization by landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 25, 85-138.
- Iverson, R.M, Schilling, S.P, Vallance, J.W, 1998. Objective delineation of lahar-hazard zones downstream from volcanoes. *Geological Society of America Bulletin* 110, 972–984.

- Iverson, R.M, 2002. The debris-flow rheology myth. Unknow.
- Iverson, R.M, Logan M, LaHusen, G, Berti M, 2010. The perfect debris flow? Aggregated results from 28 large scale experiments, *J. Geophys. Res*, 115.
- Iverson RM, Reid ME, Logan M, LaHusen RG, Godt JW, Griswold JP. 2011. Positive feedback and momentum growth during debris flow entrainment of wet bed sediment. *Nature Geoscience* 4. DOI: 10.1038/NGEO1040.
- Marchi L, D'Agostino V. 2004. Estimation of debris flow magnitude in the eastern Italian alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 207-230. DOI: 10.1002/esp.1027.
- Marchi, L, Dalla Fontana, G, 2005. GIS morphometric indicators for the analysis of sediment dynamics in mountain basins. *Environ Geol*, 48, 218-228.
- Marchi L, Cavalli M, Sangati M, Borga M. 2009. Hydrometeorological controls and erosive response of an extreme alpine debris flow. *Hydrological Processes* 23. 19: 2714-2727.
- Martino, R, Papa, M. N, 2005. Legge di resistenza al moto per una corrente detritica confinata non omogenea. La mitigazione del rischio da colate di fango, 211-220.
- Matalas NC, Slack JR, Wallis JR. 1975. Regional skew in search of a parent. *Water Resour. Res* 11, 6: 815-825.
- McArdell, B. W, P. Bartelt, Kowalski, J, 2007. Field observations of basal forces and fluid pore pressures in a debris flow, *Geophys. Res. Lett*, 34.
- McCoy, S. W, Kean, J. W, Coe J. A, Staley, D. M, Wasklewicz, T. A, Tucker, G. E, 2010. Evolution of a natural debris flow: In situ measurements of flow dynamics, video imagery, and terrestrial laser scanning. *Geology*, 38, 735-738.
- McCoy SW, Kean JW, Coe JA, Tucker GE, Stanley DM. 2012. Sediment entrainment by debris flow: in situ measurements from the headwaters of a step catchment. *Journal of geophysical research* 117. DOI:10.1029/2011JF002278.
- McDougall S, Hungr O. 2005. Dynamic modelling of entrainment in rapid landslides. *Can. Geotech. J*, 42: 1437-1448. DOI: 10.1139/T05-064.
- Montgomery, D. R. & Dietrich, W. E, 1994. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding, *Water Resour. Res*, 30(4), 1153–1171.
- Montgomery, D. R, Sullivan, K, Greenberg, M, 2000. Regional test of a model for shallow landsliding. In Gurnell, A. M, Montgomery D.R, *Hydrological applications of GIS*, 123-135.
- Moore ID, Grayson RB, Ladson AR. 1991. Digital terrain modeling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrol. Processes* 5(1): 3–30. DOI:10.1002/hyp.3360050103.
- Papa M, Egashira S, Itoh T. 2004. Critical conditions of bed sediment entrainment due to debris flow. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4: 469-474.
- O'Brien, J.S, Julien, P.Y, Fullerton, T, 1993. Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, 119, 244-261.
- O'Loughin, E. M, 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, 22, 794-804.

- Papa, M, Egashira, S, Itoh, T, 2004. Critical conditions of bed sediment entrainment due to debris flow. *Natural Hazards and Earth System Sciences*,4, 469-474.
- Pierce, J. L, Meyer, G. A, Jull, A. J. T, 2004. Fire-induced erosion and millennial-scale climate change in northern ponderosa pine forests. *Nature* 432, 87-9.
- Pierson, T. C, 1980. Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surf. Processes*,5, 227–247.
- Pirotti, F, Tarolli, P, 2010. Suitability of LiDAR point density and derived landform curvature maps for channel network, extraction. *Hydrological processes*, 24, 1187-1197.
- Prochaska, A.D, Santi, P.M, Higgins, J.D, Cannon, S.H, 2008. A study of methods to estimate debris flow velocity. *Landslides*, 5, 431-444.
- Pudasaini, S. P, Wang, Y, Hutter, K, 2005. Modelling two-phased debris flow down general channels and their numerical simulation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 799-819.
- Remaitre A, Malet, J.P, Maquaire O, Ancey C, Locat, J, 2005. Flow behaviour and runout modelling of a complex debris flow in a clay-shale basin. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 479-488.
- Rickenmann, D, 1999. *Empirical Relationships for Debris Flows*. *Natural Hazard* 19, pp. 47-77.
- Rickenmann D, Zimmermann M. 1993. The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology* 8(2-3): 175-189.
- Rickenmann D, Weber D, Stepanov B. 2003. Erosion by debris flows in field and laboratory experiments. In *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, Rickenmann D, Chen CL (eds), Proceedings 3rd International DFHM Conference, Davos, Switzerland, September 10-12: 25-38. Rotterdam: Millpress..
- Sattler, K, Keiler, M, Zischg, A, Schrott, L, 2011. On the connection between Debris Flow Activity and Permafrost Degradation: A Case Study from the Schnalstal, South Tyrolean Alps, Italy. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22, 254-265.
- Sandersen, F, Bakkeoi, S, Hestnes, E, Lied, K, 1996. The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. *Landslides*, Balkema, Rotterdam, 96-115.
- Salm, B, Burkard, A, Gubler, H.U, 1990. Calcul des Avalanches: une methode pour le praticien avec des exemples. Communication de L’Istitute federal pour l’etude de la neige et des avalanches, No. 47. Pages: 82.
- Scheidl, C, Rickenmann, D, 2010. Empirical prediction of debris flow mobility and deposition on fans. *Earth surface processes and landforms*, 35, 157-173.
- Schilling, S.P, 1998. LAHARZ: GIS Programs for Automated Mapping of Lahar-Inundation Hazard Zones. U.S. Geological Survey Open-File Report, 98–638, 1–84.
- Schurch P, Densmore AL, Rosser NJ, McArdeell BW. 2011. Dynamic control on erosion and deposition on debris flow fans. *Geological Society of America*, 39 (9): 827-830. DOI:10.1130/G32103.1.
- Scott, K. M, Pringler, P. T, Vallance J. W, 1992. *Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington*. U.S. Geological Survey, Open File Report 90-385, U.S. Geological Survey, Denver, CO.

- Sofia, G, Tarolli, P, Moretti, G, Dalla Fontana, G, (2011). On the prediction of channel heads in a complex alpine terrain using gridded elevation data. *Water Resources Research*, 45.
- Stoffel, M, 2010. Magnitude-frequency relationship of debris flows- A case study based on field surveys and tree-ring records. *Geomorphology*, 116, 67-76.
- Stoffel, M. e Beniston, M, 2006 On the incidence of debris flows from the early Little Ice Age to a future greenhouse climate: A case study from the Swiss Alps. *Geophys. Res. Lett.* 33, L16404.
- Stolz, A, Huggel, C, 2008. Debris flows in the Swiss National Park: the influence of different flow models and varying DEM grid size in modelling results. *Landslides* 5, 311 – 319.
- Takahashi T, 2007. *Debris flow, Mechanics, Prediction and Countermeasures*. Taylor and Francis Eds. London, UK.
- Takahashi, T, 1978. Study on the occurrence of debris flow. *Journal of the Hydraulic Division, ASCE*, n° 104. Pages: 1153-1169.
- Tarolli, P, Tarboton, D.G, 2006. A new method for determination of most likely landslides initiation points and the evaluation of digital terrain model scale in terrain stability mapping. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 10, 663-667.
- Tarolli, P, Arrowsmith, R. J, Vivoni, R. E, 2009. Understanding earth surface processes from remotely sensed digital terrain models. *Geomorphology*, 113, 1-3.
- Tarolli P, Sofia G, Dalla Fontana G. 2012. Geomorphic features extraction from high-resolution topography: landslide crowns and bank erosion. *Natural Hazards* 61: 65-83.
- Theule JI, Liebault F, Loye A, Laigle D, Jaboyedoff M. 2012. Sediment budget monitoring of debris flow and bedload transport in the manival torrent, SE France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 12: 731-749. DOI:10.5194/nhess-12-731-2012
- Van Dine, D.F, 1996. *Debris Flow Control Structures for Forest Engineering*. British Columbia, Ministry of Forest Research Programm.
- Vallance, J.W, 1994. Experimental and field studies related to the behavior of granular mass flows and the characteristics of their deposits. PhD dissertation, 197, Mich. Technol. Univ, Houghton.
- Voellmy, A. 1955. Ueber die Zerstoeerungskraft von Lawinen Schweizerische Bauzeitung. English version "On the destructive force of avalanches" translated by Tate R.E. (1964), ed. US Department of Agriculture Forest Service.
- Wheaton JM, Brasington J, Darby SE, Sear DA. 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Process and Landforms* 35: 136-156. DOI: 10.1002/esp.1886.
- Wichmann, V, Becht, M, 2005. *Modelling of Geomorphic Processes in An Alpine Catchment*. university og Goettingen.
- Zicheng K, Li J. 1987. Erosion processes and effects of debris flows. *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*, IAHS Publ. no. 165.
- Zimmermann M, Mani P, Gamma P. 1997. *Murganggefahrun d Klimaanderung–einGIS basierterAnsatz*. Schlussbericht NFP 31, Vdf Hochschulvertag AG ETH Zurich: 161.