UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI UDINE

DOTTORATO DI RICERCA IN

ECONOMIA, ECOLOGIA E TUTELA DEI SISTEMI AGRICOLI

E PAESISTICO AMBIENTALI

XXVI CICLO

MONITORAGGIO DEI PROCESSI IDROEROSIVI CON IMPIEGO DI RILIEVI AD ALTA RISOLUZIONE

DOTTORANDO: GIACOMO BLASONE

SUPERVISORE: PROF. FEDERICO CAZORZI

CO-SUPERVISORE: DOTT. LORENZO MARCHI

MARZO 2014

RIASSUNTO

Nella presente tesi sono stati analizzati, mediante rilievi topografici ad altissima risoluzione, i cambiamenti morfologici avvenuti, nel corso di tre anni, in un piccolo bacino alpino nel quale eventi meteorici di forte intensità provocano frequentemente l'innesco di colate detritiche. Lo studio ha anche riguardato i metodi di rilievo e di elaborazione dei dati raccolti, nell'ottica dell'affinamento delle tecniche di analisi ad alta risoluzione della morfologia. Lo studio è stato condotto sul bacino del Torrente Moscardo (Alpi Carniche), particolarmente esposto ai fenomeni idroerosivi e, nello specifico, alle colate detritiche.

Concettualmente il lavoro è stato suddiviso in tre parti: monitoraggio degli eventi, rilievi ed elaborazioni TLS, rilievi ed elaborazioni fotogrammetrici terrestri. Queste parti, presentate distintamente nella tesi, possono tuttavia considerarsi strettamente interconnesse.

La prima parte dello studio ha riguardato il monitoraggio degli eventi meteorici e dei processi idroerosivi ad essi associati. Su alcune aree del bacino caratterizzate da una sensibile esposizione alle dinamiche idroerosive è stato eseguito un monitoraggio periodico, finalizzato a catturare da un punto di vista prettamente qualitativo le variazioni insorte in seguito agli eventi meteorici occorsi nel triennio 2011-2013. Le precipitazioni sono state monitorate mediante una rete di 5 pluviometri installati sul bacino e in prossimità di esso.

Il monitoraggio degli eventi ha inoltre interessato il ripristino di un sistema di rilevamento idrometrografico localizzato in area di conoide, che ha permesso di registrare il passaggio di tre colate detritiche ed effettuare le stime dei relativi volumi e delle portate di picco. Le due colate registrate nel settembre 2012 possono essere annoverate tra gli eventi di maggiore entità registrate dall'inizio del monitoraggio delle colate del Torrente Moscardo intrapreso alla fine degli anni '80 del secolo scorso.

I risultati del monitoraggio condotto nel triennio sono stati confrontati con le serie storiche relative al monitoraggio effettuato sul Moscardo e su altre aree esposte a simili processi, incrementando quella preziosa base di informazione rappresentata dai rilievi in campo che è necessaria allo sviluppo, all'affinamento e alla validazione dei metodi e dei modelli geo-idrologici.

I volumi stimati dagli idrogrammi delle colate sono stati confrontati con i bilanci volumetrici ottenuti dalle analisi basate sui rilievi TLS multitemporali condotti a cavallo degli eventi. Il monitoraggio periodico effettuato sulle diverse aree nel corso del triennio ha permesso una migliore comprensione delle possibili cause delle discrepanze riscontrate tra le stime ottenute dai diversi metodi di rilievo.

L'analisi delle variazioni morfologiche è stata realizzata attraverso il calcolo dei *DEM delle Differenze* (*DEM of Differences* – DoD), ottenuti dal confronto tra DEM alla risoluzione di 0.2 m ottenuti da rilievi consecutivi nel tempo. I DoD rappresentano un utile strumento per analizzare le variazioni morfologiche sui versanti e sui canali sia da un punto di vista quantitativo (volumi erosi e depositati) che qualitativo (*pattern* di erosione e deposizione).

Nell'analisi basata sui rilievi TLS è stata posta particolare attenzione agli aspetti riguardanti la registrazione delle nuvole di punti, la rimozione dell'effetto di disturbo causato dalla vegetazione e la valutazione dell'accuratezza dei DEM.

È stato sviluppato un nuovo indice, in grado di quantificare l'effetto di disturbo nella qualità dei DEM causato dalla presenza relativa della vegetazione nei confronti della disponibilità di informazione riferita al terreno. Tale indice è stato utilizzato assieme ad altri due indicatori (densità di punti del rilievo TLS e pendenza) per stimare l'incertezza verticale e propagarla nei DEM in maniera spazialmente variabile. Come prima cosa è stata analizzata la correlazione di ciascun indicatore con l'errore verticale nelle aree comuni ai diversi DEM multitemporali identificate come non soggette a variazioni; successivamente è stato impiegato un metodo di spazializzazione dell'errore basato su logica *fuzzy* proposto da Wheaton et al. (2010), tarato sulla base dei risultati dell'analisi di correlazione tra indicatori ed errore verticale.

Spazializzando l'incertezza verticale e applicando un metodo che prende in considerazione la coerenza spaziale delle unità erosive e deposizionali, è stato possibile recuperare quell'informazione relativa alle variazioni morfologiche minori che sarebbe andata prevalentemente perduta se l'incertezza verticale fosse stata considerata spazialmente uniforme.

Nel lavoro di tesi è stata infine analizzata la qualità dei modelli del terreno (0.5 m di risoluzione) ottenuti da rilievi fotogrammetrici terrestri, nell'ottica di un loro utilizzo indipendente o di una loro combinazione con i modelli ottenuti da rilievi TLS. I rilievi sono stati realizzati mediante l'utilizzo di strumentazione amatoriale e secondo principi di economicità dei tempi necessari al rilievo e al processamento dei dati, al fine di realizzare un confronto con le tecniche decisamente più accurate ma anche più onerose (soprattutto in termini di costi riferiti alla strumentazione) rappresentate dai rilievi LiDAR. L'analisi è stata condotta correlando l'errore verticale (quantificato sulla base dei confronti con i modelli di riferimento, rappresentati dai DEM TLS acquisiti nel corso della medesima giornata) con diversi indicatori di incertezza verticale.

Nel complesso, se da un lato l'elevata risoluzione dei modelli del terreno ha consentito di cogliere nel dettaglio le variazioni occorse, dall'altro la limitata copertura dei rilievi ha

evidenziato alcuni limiti per quello che può rappresentare un monitoraggio delle variazioni geomorfologiche condotto esclusivamente con mezzi terrestri in aree caratterizzata da elevata complessità morfologica.

ABSTRACT

Geomorphic changes that occurred over a period of three years in a small mountain catchment, where intense rainfalls frequently cause the occurrence of debris flows, were studied by carrying high-resolution multitemporal topographic surveys. Methods of field survey and data processing were also studied, with the aim of improving high-resolution morphology analysis techniques. The study examined the Moscardo Torrent (Eastern Italian Alps), particularly exposed to hydro-erosive and, more specifically, debris-flow dynamics.

The present work is subdivided into three parts: the monitoring of the events, TLS surveys and data processing, close-range photogrammetric surveys and data processing. These parts, even if separately reported in the thesis, can still be considered tightly interconnected.

The first part of the study involved the monitoring of rainfall events and of related hydro-erosive processes. A periodic monitoring was carried on selected areas of the catchment particularly exposed to hydro-erosive dynamics, aiming to track geomorphic changes that occurred in the years 2011-2013. Rainfalls were recorded by means of a monitoring network of five rain gauges installed on the catchment and in its nearness.

The monitoring of the events also involved the renewing of a debris-flow monitoring system, consisting of two ultrasonic sensors installed in the upper part of the alluvial fan, which allowed to record three debris-flows and to assess peak discharges and debris-flow volumes flown. Two debris flows occurred in September 2012 are amongst the largest since the beginning of monitoring activities in late 1980s.

Monitoring results were compared with historical data recorded on the Moscardo Torrent and with records of other areas exposed to similar processes, thus increasing the basis of information represented by field surveys, which is necessary for developing, calibrating and validating geo-hydrological numerical models.

Volumes assessed from debris-flow hydrographs were also compared with volumetric budgets calculated from the analysis of multitemporal TLS data acquired from pre- and post-event surveys. The periodic monitoring carried on the study areas during the three years allowed to better understand the potential causes of the discrepancies found between the different survey methods assessments.

Morphological changes were analyzed by calculating *DEM of Differences* (DoDs) from 0.2 m resolution DEMs obtained from successive TLS surveys. DoDs are a useful tool to analyze morphological changes in slope and channel from the quantitative (scour and fill changes in volume) and the qualitative (spatial patterns of erosion and deposition) perspective.

In the DoD analysis, special attention was paid to the registration of TLS point clouds, to the removal of the disturbance caused by vegetation presence and to the assessment of DEM accuracy.

A new index, which takes into account the loss of accuracy caused by vegetation cover, was developed and combined with more commonly used indicators (point density and terrain slope) to assess elevation uncertainty as spatially variable. The correlation of these indexes with unchanged extents (or where negligible change had occurred) in the DoDs was analyzed. Then, a method based on fuzzy logic, which takes into account DEM uncertainties in a spatially variable way, was used. The method was calibrated on the basis of the results of the correlation analysis between each index and vertical error.

By spatializing elevation uncertainty in the DEMs and by applying a method which takes into account spatial coherence of depositional and erosional units, it was possible to recover information that would have been discarded if a minimum level of detection was treated as spatially uniform, especially for what concerns low magnitude geomorphic changes.

In the third part of the study, the quality of 0.5 m resolution DEMs obtained from close-range terrestrial photogrammetric surveys was analyzed, for the purpose of an independent or a TLS-combined use. Surveys were performed using a non-professional camera, with the objective of comparing such an economic (in terms of instrumentation costs and time needed to acquire and process data) technique with more accurate and more expensive TLS techniques. For the assessment of DEM quality, DoD maps were calculated against TLS-derived DEMs, interpreting deviations from a value of “zero” as vertical errors of DoD value-given magnitude. Errors were then correlated with several indicators of vertical uncertainty.

As a general conclusion of the study, it is possible to observe that high-resolution DEMs allowed to detect even minor geomorphic changes occurred in the surveyed areas, but the limited spatial coverage of the surveys outlined some limitations in the monitoring of morphological variations carried out exclusively by means of terrestrial surveys over morphologically complex areas such as debris-flow catchments.

INDICE

Riassunto i
Abstract v
Indice vii
Indice delle figure ix
Indice delle tabelle xiii
Indice delle equazioni xv
Lista degli acronimi xvi
Ringraziamenti xvii

1. Introduzione 1
2. Stato dell'arte delle conoscenze nel settore 5
   2.1. Le colate detritiche 5
      2.1.1. Caratteristiche generali 5
      2.1.2. Fattori predisponenti l'innesco delle colate detritiche 10
   2.2. Morfometria 14
      2.2.1. La rappresentazione del terreno 14
      2.2.2. Indicatori geomorfometrici e idrologici 19
   2.3. Laser scanning 24
      2.3.1. Principi e funzionamento 24
      2.3.2. Applicazioni nel settore idrologico e geomorfologico 31
   2.4. Fotogrammetria 37
      2.4.1. Principi e funzionamento 37
      2.4.2. Applicazioni nel settore geomorfologico e integrazione con tecniche LiDAR 46
3. L'area di studio: il Torrente Moscardo 49
   3.1. Inquadramento generale 49
   3.2. Inquadramento geologico e geomorfologico 50
   3.3. Interazioni antropiche 55
   3.4. Indicatori geomorfometrici e idrologici 56
   3.5. Caratteristiche delle colate 61
   3.6. Il sistema di monitoraggio 65
4. Materiali e metodi 71
   4.1. Monitoraggio degli eventi 71

4.1.1. Ripristino della strumentazione 71
4.1.2. Pianificazione del monitoraggio 74
4.2. Elaborazioni TLS 77
4.2.1. Acquisizione dei dati 77
4.2.2. Elaborazione dei dati 81
4.2.3. Analisi dell'accuratezza generale dei DEM 86
4.2.4. Spazializzazione dell'incertezza verticale 88
4.3. Elaborazioni fotogrammetriche 97
4.3.1. Acquisizione dei dati 97
4.3.2. Elaborazione dei dati 99
4.3.3. Analisi dell'accuratezza 101
5. Risultati e discussioni 103
5.1. Monitoraggio degli eventi 103
5.1.1. Il triennio 2011-2013 103
5.1.2. Le colate detritiche del 2011 e del 2012 113
5.1.3. Confronti con eventi passati e con altre aree 124
5.2. Elaborazioni TLS 129
5.2.1. Accuratezza delle elaborazioni 129
5.2.2. Spazializzazione e quantificazione delle variazioni morfologiche 132
5.2.3. Confronto con le stime dei volumi dagli idrogrammi delle colate detritiche 149
5.3. Elaborazioni fotogrammetriche 151
5.3.1. Accuratezza delle elaborazioni 151
5.3.2. Potenzialità e limiti 158
6. Conclusioni 161

Appendice A – Carte dei principali tematismi TLS 165
Appendice B – Carte dei principali tematismi fotogrammetrici 175
Bibliografia 177

INDICE DELLE FIGURE

2.1.1 Classificazione delle colate detritiche sulla base della reologia dei fenomeni. 6
2.1.2 Classificazione dei movimenti di massa sui versanti in funzione della frazione di materiale solido e della tipologia (coesiva/granulare) del materiale. 7
2.1.3 Schema rappresentativo di un'onda di colata detritica. 10
2.1.4 Crollo di materiale roccioso osservato nella parte alta (principale sorgente di sedimento) del Torrente Moscardo. 12
2.1.5 Variabilità spaziale dei processi all'interno di un bacino, in relazione all'area contribuente e alla pendenza locale. 12
2.1.6 Depositi di colata detritica in forma di argini laterali.....13
2.2.1 Principali aspetti associati ai DEM.....14
2.2.2 DSM e DEM del terreno di un'area boscata.....15
2.2.3 Strutture dei DEM. 16
2.2.4 Masso aggettante.....18
2.2.5 Schema del processo di analisi geomorfometrica. 19
2.3.1 Schema delle componenti e del funzionamento del rilievo ALS. 27
2.3.2 Rilievo TLS.....27
2.3.3 Esempio di generazione del primo e dell'ultimo eco nel rilievo ALS. 28
2.3.4 Interpretazione geometrica della procedura di registrazione o allineamento. 30
2.3.5 Rilievo intelligente e rilievo di un sistema a scansione. 31
2.3.6 Limiti spaziali e temporali delle principali tecniche di rilievo morfometrico. 36
2.4.1 Rappresentazione schematica di come da una singola immagine 2D possano essere ricavati infiniti modelli 3D, mentre dall'utilizzo di due immagini si possa ricomporre l'oggetto originale in 3D.....38
2.4.2 Base di presa e distanza di presa nel rilevo fotogrammetrico stereoscopico.....41
2.4.3 Tipologie di presa nel rilievo fotogrammetrico.....42
2.4.4 Esempio di rilievo fotogrammetrico terrestre non convenzionale. 42
2.4.5 Restituzione fotogrammetrica 3D di un versante del Torrente Moscardo realizzata con il software Autodesk 123d Catch. 44
3.1 Inquadramento del Torrente Moscardo. 49
3.2 Inquadramento 3D del bacino del Torrente Moscardo. 49
3.3 Carta geologica del bacino del Torrente Moscardo. 52
3.4 Carta geomorfologica del bacino del Torrente Moscardo. 52
3.5 Estensione della paleo-frana causata dalla deformazione gravitativa profonda che interessa il bacino del Torrente Moscardo. 53
3.6 Classificazione della rete idrografica del bacino del Torrente Moscardo. 54
3.7 Densità del rilievo ALS del 14/06/2013 espressa in punti m^{-2}. 57
3.8 DTM 5x5 m. 58
3.9 Pendenza percentuale.....58
3.10 Esposizione. 59
3.11 Scabrezza topografica. 59
3.12 Curvatura di profilo. 59

3.13 Curvatura planare. ... 59
3.14 Area drenata. ... 60
3.15 Reticolo di sintesi. ... 60
3.16 Stream Power Index (SPI). ... 60
3.17 Dimensionless Stream Power Index (DSPI). ... 60
3.18 Wetness Index (WI). ... 61
3.19 Indice di Melton. ... 61
3.20 Discrepanza tra il reticolo idrografico di sintesi ottenuto dai dati ALS del 14/06/2013 e il reticolo idrografico presente nella cartografia ufficiale. ... 61
3.21 Sezione di un deposito di colata detritica del Torrente Moscardo. ... 62
3.22 Distribuzione granulometrica della matrice delle colate detritiche del Torrente Moscardo. ... 63
3.23 Curve granulometriche della frazione grossolana dei depositi di colate detritiche del Torrente Moscardo. ... 63
4.1.1 Strumentazione installata per il monitoraggio delle colate detritiche del Torrente Moscardo. ... 72
4.1.2 Schema di sintesi delle installazioni e delle componenti attive nel periodo 2011-2013 per il monitoraggio delle colate detritiche sul Torrente Moscardo. ... 73
4.1.3 a) tratto di alveo monitorato dall'impianto idrometrografico; b) pluviometro 1; c) pluviometro 2; d) pluviometro 3. ... 74
4.1.4 Aree oggetto del monitoraggio sul Torrente Moscardo. ... 76
4.1.5 Aree oggetto di monitoraggio delle variazioni morfologiche. ... 76
4.2.1 Schermata del software Riscan Pro, in cui si possono osservare la registrazione delle diverse nuvole di punti. ... 79
4.2.2 Posizionamento delle Scan Position utilizzate nelle diverse campagne di rilievi TLS. ... 80
4.2.3 nuvole di punti prima e dopo la rimozione della vegetazione. ... 83
4.2.4 Tipiche strutture di "rumore" causate dalla presenza della vegetazione nel modello della superficie del terreno derivato da dati TLS. ... 92
4.2.5 Tematismi relativi all'effetto di "rumore" causato dalla vegetazione, calcolati alla risoluzione di 0.2 m. ... 93
4.2.6 Funzioni di appartenenza del FIS utilizzate nel presente studio. ... 94
4.3.1 Posizione dei punti di presa e dei punti di appoggio relativi ai rilievi fotogrammetrici terrestri per le aree B ed E. ... 98
5.1.1 Dati pluviometrici registrati nel 2011 relativi alla precipitazione cumulata nelle 24 ore e all'intensità massima oraria. ... 106
5.1.2 Dati pluviometrici registrati nel 2012 relativi alla precipitazione cumulata nelle 24 ore e all'intensità massima oraria. ... 107
5.1.3 Dati pluviometrici registrati nel 2013 relativi alla precipitazione cumulata nelle 24 ore e all'intensità massima oraria. ... 108
5.1.4 Idrogramma registrato dal sensore a ultrasuoni di valle il giorno 11/11/2012 dalle ore 14:50:00, relativo a una ragguardevole portata torbida del Moscardo. ... 112

5.1.5 Mappe radar a scala regionale degli indici VMI e SRT relative alle ore 19.30 (ora solare) del 14/09/2011. 114
5.1.6 Grafico delle precipitazioni cumulate che hanno innescato la colata detritica del 14/09/2011..... 115
5.1.7 Idrogramma della colata detritica registrato dai sensori a ultrasuoni il giorno 14/09/2011 dalle ore 19:42:34. 115
5.1.8 Variazioni osservate sull'Area E in seguito alla colata detritica del 14/09/2011. 116
5.1.9 Scavalcamento della briglia di contenimento del materiale di colata localizzata nell'Area F, a seguito dell'evento del 14/09/2011. 117
5.1.10 Riversamento di materiale di colata detritica alla confluenza del Moscardo con il Torrente But, a seguito dell'evento del 14/09/2011. 117
5.1.11 Variazioni osservate sull'Area A in seguito alla colata detritica del 14/09/2011. 117
5.1.12 Mappe radar a scala regionale degli indici VMI e SRT relative alle ore 19.00 (ora solare) del 24/09/2012. 118
5.1.13 Grafici delle precipitazioni cumulate che hanno innescato la colata detritica del 24/09/2012..... 118
5.1.14 Idrogramma della colata detritica registrato dal sensore a ultrasuoni di valle il giorno 24/09/2012 dalle ore 19:08:06. 119
5.1.15 Mappe radar a scala regionale degli indici VMI e SRT relative alle ore 04.20 (ora solare) del 27/09/2012. 120
5.1.16 Grafici delle precipitazioni cumulate dei giorni 26 e 27/09/2012, che hanno innescato la colata detritica del 27/09/2012. 120
5.1.17 Idrogramma della colata detritica registrato dal sensore a ultrasuoni di valle il giorno 27/09/2012 dalle ore 04:20:00. 121
5.1.18 Incisione di canali nella parte alta del bacino a seguito degli eventi del settembre 2012. 122
5.1.19 Ostruzione ed esondazione di una colata detritica dal tratto canalizzato del Rio dei Laris, a seguito degli eventi del settembre 2012. 122
5.1.20 Variazioni osservate sull'Area E a seguito degli eventi del settembre 2012. 122
5.1.21 Variazioni osservate sull'Area B a seguito degli eventi del settembre 2012. 123
5.1.22 Variazioni osservate sull'Area A a seguito degli eventi del settembre 2012. 123
5.1.23 Grossi massi depositatisi a valle della confluenza del Torrente Moscardo con il But a seguito degli eventi del settembre 2012. 124
5.1.24 Segni dell'altezza raggiunta dalle colate del settembre 2012: gli arbusti prossimi alla sommità dell'argine appaiono divelti. 124
5.1.25 Relazione tra durata della precipitazione e intensità media. 126
5.1.26 Relazione tra altezza del fronte e velocità delle colate detritiche: confronto tra i dati riferiti al Moscardo e altri dataset. 127
5.1.27 Relazione fra portate di picco e volumi delle colate detritiche sul Torrente Moscardo. 128
5.2.1 Mappe di distribuzione dei GCP utilizzati per l'analisi dell'accuratezza dei DEM relativi alle aree A, B, E per i rilievi S1, S2, S3. 130

5.2.2 Distribuzioni delle differenze (δz) tra i DEM e i GCP per l'analisi dell'accuratezza dei DEM. 131
5.2.3 Q-Q plots relativi alle distribuzioni delle differenze (δz) tra i DEM e i GCP per l'analisi dell'accuratezza dei DEM. 131
5.2.4 Grafici di correlazione tra i diversi indicatori di incertezza verticale e l'errore verticale relativo alle aree non esposte a cambiamenti morfologici significativi per l'Area A. 133
5.2.5 Grafici di correlazione tra i diversi indicatori di incertezza verticale e l'errore verticale relativo alle aree non esposte a cambiamenti morfologici significativi per l'Area B. 134
5.2.6 Grafici di correlazione tra i diversi indicatori di incertezza verticale e l'errore verticale relativo alle aree non esposte a cambiamenti morfologici significativi per l'Area E. 135
5.2.7 DoD calcolati per l'Area A, l'Area B, l'Area E alla risoluzione di 0.2 m. 137
5.2.8 Alcuni dettagli dei DoD realizzati. 139
5.2.9 Confronto tra dettagli dei DoD calcolati con il metodo a differenza grezza, FIS all'intervallo di confidenza del 95%, integrazione del FIS con analisi della coerenza spaziale all'intervallo di confidenza del 95%. 142
5.2.10 - Distribuzione di frequenza dell'apporto detritico per unità di lunghezza del canale in bacini dell'Italia Nord-Orientale. 144
5.2.11 Alvei torrentizi caratterizzati da diversi valori dell'apporto di detrito per unità di lunghezza del canale. 144
5.2.12 Valori indicativi degli apporti detritici per unità di lunghezza del canale secondo vari autori. 145
5.2.13 Istogrammi delle distribuzioni delle variazioni in elevazione (ECD – Elevation Change Distributions) relativi ai DoD calcolati con il metodo a differenza grezza, FIS all'intervallo di confidenza del 95%, integrazione del FIS con analisi della coerenza spaziale all'intervallo di confidenza del 95%. 147
5.2.14 Errori derivanti da una diversa "intensità" di rimozione delle vegetazione in un'area caratterizzata da terreno accidentato. 149
5.3.1 Istogrammi della distribuzione degli errori (δz) tra i DEM fotogrammetrici e i rispettivi DEM TLS. 152
5.3.2 Q-Q plots relativi alle distribuzioni delle differenze (δz) tra i DEM fotogrammetrici e i rispettivi DEM TLS. 152
5.3.3 DEM fotogrammetrico alla risoluzione di 0.5 m e DoD calcolato rispetto al rispettivo DEM TLS per l'Area B. 153
5.3.4 DEM fotogrammetrico alla risoluzione di 0.5 m e DoD calcolato rispetto al rispettivo DEM TLS per l'Area E. 154
5.3.5 Correlazione di diversi indicatori di incertezza verticale con il corrispondente errore verticale per l'Area B. 155
5.3.6 Correlazione di diversi indicatori di incertezza verticale con il corrispondente errore verticale per l'Area E. 156

INDICE DELLE TABELLE

2.1.1 Caratteristiche delle diverse tipologie di flusso secondo la classificazione riportata in Figura 2.1.1. 6
2.1.2 Classificazione delle colate detritiche in base alla magnitudo. 9
2.3.1 Valori significativi di riflettività (ρ) per i più comuni materiali che possono presentarsi in una scansione laser. 25
3.1 Principali parametri morfometrici del bacino del Torrente Moscardo. 49
3.2. Determinazione dei volumi detritici potenzialmente mobilizzabili. 64
3.3 Colate detritiche osservate sul Torrente Moscardo nel periodo 1989-2006 e tipologie dei dati acquisiti. 67
3.4 Principali dati relativi alle colate detritiche registrate sul Torrente Moscardo nei periodi 1990-1994 e 2001-2006. 68
3.5 Principali dati relativi alle colate detritiche registrate sul Torrente Moscardo nel 1996 e nel 1997. 68
4.2.1 Caratteristiche principali delle aree rilevate con TLS. 78
4.2.2 Scan Position utilizzate nei diversi rilievi. 80
4.2.3 Qualità del posizionamento GPS per le nuvole di punti usate come riferimento nella registrazione delle diverse nuvole di punti. 82
4.2.4 Qualità delle registrazioni MSA tra le diverse SP di ciascun'area e tra le nuvole di punti "globali" relative a successive campagne di rilievo. 82
4.2.5 Sistema di regole a 3 input utilizzato nella stima dell'incertezza verticale con il metodo FIS GCD. 95
5.1.1 Sintesi dei rilievi sulle diverse aree di studio per il monitoraggio delle variazioni geomorfologiche nel triennio 2011-2013. 104
5.1.2 Valori riassuntivi delle precipitazioni ed entità delle variazioni morfologiche per i diversi periodi di monitoraggio nel triennio 2011-2013. 109
5.1.3 Principali dati relativi alle colate detritiche registrate sul Torrente Moscardo negli anni 2011 e 2012. 113
5.1.4 Principali caratteristiche degli eventi meteorici che hanno causato l'innesco di colate detritiche registrati dai pluviometri installati sulle aree B ed E del Moscardo. 126
5.2.1 Analisi dell'accuratezza dei DEM relativi alle diverse campagne di rilievi (S1, S2, S3) per le diverse aree (A, B, E) basata sulle differenze tra i DEM e i rispettivi GCP. 132
5.2.2 Risultati del bilancio areale e volumetrico dei DoD per le diverse metodologie di valutazione dell'incertezza verticale. 140
5.2.3 Spessore medio di erosione/deposizione e tasso di erosione unitario calcolati per i diversi DoD. 143
5.3.1 Analisi dell'accuratezza dei DEM fotogrammetrici per le Aree B ed E, basata sul confronto con i rispettivi DEM TLS. 153
5.3.2 Matrice di correlazione tra i diversi tematismi e il DoD calcolati a partire dai dati fotogrammetrici e TLS per l'Area B. 157

5.3.3 Matrice di correlazione tra i diversi tematismi e il DoD calcolati a partire dai dati fotogrammetrici e TLS per l'Area E. 157

INDICE DELLE EQUAZIONI

2.1.1 $C_v = \frac{V_s}{V_s+V_a}$ 7

2.1.2 $I = 14.82D^{-0.39}$ 11

2.2.1 $\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{25}(x_i-x_m)^2}{25}}$ 21

2.2.2 $SPI = A^{0.5} \cdot S$ 22

2.2.3 $WI = ln\left(\frac{A}{tan(S)}\right)$ 23

2.2.4 $Mel = \frac{H_{max}-H_{min}}{A^{0.5}}$ 23

2.3.1 $D = (\Delta t \cdot c)/2$ 24

3.1 $Vol = \int_{t_0}^{t_f} vA(t)dt = v\int_{t_0}^{t_f} A(t)dt$ 69

4.2.1 $NMAD = 1.4826 \cdot median_j(|\delta z_j - m_{\delta z}|)$ 87

4.2.2 $DoD_{21} = DEM_{t2} - DEM_{t1}$ 88

4.2.3 $\delta u_{DoD} = \sqrt{(\delta z_{new})^2 + (\delta z_{old})^2}$ 89

4.2.4 $U_{crit} = t\left(\sqrt{SDE_{new}^2 + SDE_{old}^2}\right)$ 90

4.2.5 $t = \frac{|z_{DEM_{new}} - z_{DEM_{old}}|}{\delta u_{DoD}}$ 90

4.2.6 $Vegetation\ Noise = log\left(\frac{n_{veg}}{n_{gr}+0.1} + 1\right)/log(10k^2)$ 92

4.3.1 $DoD = DEM_{fotogrammetrico} - DEM_{TLS}$ 101

5.1.1 $I = 15D^{-0.7}$ 125

LISTA DEGLI ACRONIMI

2D	bidimensionale
2.5D	2.5-dimensionale
3D	tridimensionale
ALS	Airborne Laser Scanning (Laser Scanning Aereo)
CI	Confidence Interval (Intervallo di Confidenza)
DEM	Digital Elevation Model (Modello Digitale delle Elevazioni)
DoD	DEM of Differences (DEM delle Differenze)
DSM	Digitale Surface Model (Modello Digitale della Superficie)
DSPI	Dimensionless Stream Power Index
DTM	Digital Terrain Model (Modello Digitale del Terreno)
ECD	Elevation Change Distribution (Distribuzione delle Variazioni in Elevazione)
FIS	Fuzzy Inference System
GCD	Geomorphic Change Detection
GCP	Ground Control Points (Punti di Controllo da Terra)
GIS	Geographical Information System (Sistema Informativo Geografico)
GNSS	Global Navigation Satellite System (Sistema Satellitare Globale di Navigazione)
GPS	Global Positioning System (Sistema di Posizionamento Globale)
ICP	Iterative Closest Point
LiDAR	Light Detection And Ranging
$_{min}$LoD	Minimum Level of Detection (Soglia Minima di Incertezza)
MSA	Multi Station Adjustment
NMAD	Normalized Median Absolute Deviation
Q-Q plot	Quantile-Quantile plot (grafico Quantile-Quantile)
RMSE	Root Mean Square Error (Radice dell'Errore Quadratico Medio)
S#	Survey # (Rilievo #)
SP	Scan Position (punti di ripresa)
SPI	Stream Power Index
SRT	Surface Rainfall Total
TIN	Triangular Irregular Network
TLS	Terrestrial Laser Scanning (Laser Scanning Terrestre)
VMI	Vertical Maximum Intensity
WI	Wetness Index

RINGRAZIAMENTI

Un primo doveroso ringraziamento devo rivolgerlo al Corpo Forestale dello Stato, che mi ha permesso di dedicarmi per questi tre impegnativi anni al lavoro di dottorato.

Il mio ringraziamento va a tutte le persone che, direttamente o indirettamente, hanno contribuito alla realizzazione di questa tesi e mi hanno accompagnato in questo percorso.

In particolare, desidero ringraziare:

Federico Cazorzi e Lorenzo Marchi per avermi guidato in questi anni, con i quali ho trascorso piacevoli ore in discussioni e in scorribande sui versanti del Moscardo, edificanti sia dal punto di vista scientifico che umano.

Marco Cavalli per la collaborazione e i preziosi consigli.

Simone Calligaro per i rilievi TLS, l'assistenza nella pianificazione dei rilievi e nell'elaborazione dei dati. È stato un piacere condividere fatica, frustrazioni e soddisfazioni in questi tre anni di lavoro.

Alberto Beinat, per la grandissima disponibilità in tutto quello che riguarda il mondo dei GPS e dell'informazione spaziale e, soprattutto, per le qualità professionali e umane con cui ho avuto il privilegio di avere a che fare.

Domenico Visintin per l'assistenza con Riscan Pro e per aver messo a disposizione la strumentazione per i primi rilievi fotogrammetrici "esplorativi".

Matteo Danelon e Francesco Boscutti per il supporto logistico nei rilievi TLS e per tutto il tempo che ho avuto la fortuna di trascorrere insieme a loro.

Michel Zuliani per gli scambi di idee e per tutti i tarli che mi ha messo nella testa (e che spero continui a mettere).

Livia Piermattei per gli utilissimi confronti sugli aspetti teorici e pratici della fotogrammetria.

Luca Carturan per avermi dato la possibilità di dargli una mano nelle attività di ricerca sui ghiacciai.

Beatrice Goldin per i confronti sulle analisi DoD.

Alberto De Luca e Paolo Tarolli per i consigli che hanno riguardato la prima parte del dottorato.

I forestali del CFR di Paluzza per gli aggiornamenti sull'attività del Moscardo.

Andrea Bonanni per le foto immediatamente successive alla colata detritica del 2011.

Il Servizio Idrografico FVG per i dati meteorologici del triennio 2011-2013.

La Protezione Civile FVG per i dati LiDAR 2008 del bacino del Moscardo.

Giorgia Zantedeschi per le elaborazioni DTM dei dati LiDAR 2008 e 2013.

Vincenzo D'Agostino e Francesco Gentile per il referaggio.

I compagni d'ufficio, per tutti i momenti passati insieme, i tè, i caffè e le lunghe chiacchierate: Cristina Bertacco, Giuseppe De Simon, Serena De Simone, Stefania Gentili, Antonio Landa.
Il personale del Dipartimento di Scienze Ambientali: Pierluigi Bonfanti, Maurizia Sigura, Giorgio Alberti, Diego Chiabà.
I miei amici, con i quali continuo a divertirmi e a confrontarmi ormai da diversi anni: Sebastian Raducci, Matteo Duria, Alessandro Visintin, Marco Sant e Massimo Celant, solo per citare quelli che sono stati più direttamente coinvolti in questo lavoro di dottorato.
La mia famiglia, per tutto il sostegno che ci siamo sempre dati l'un l'altro.
Ringrazio infine Chiara Gaetani, per la pazienza che ha avuto in questi anni, per i confronti e gli scambi di idee, per avermi aiutato a curare la parte grafica della tesi, per avermi accompagnato nei rilievi sul Moscardo così come nella vita, assieme a cui in questi anni ho costruito le cose più belle e importanti.

Su la rupe del Moscardo

è uno spirito a penar

sta con una clava immane

*la montagna a sfracellar**

(da “In Carnia”, Giosuè Carducci, 1887)

* [*nota del co-supervisore*] “Altri versi dello stesso vate sembrano suggerire che la presenza di fate, che distraevano Silverio dalla sua opera, concorreva ad una minore produzione di detrito. Quindi la diffusione di fate sembra poter essere proposta come misura non-strutturale per ridurre frequenza e intensità delle colate detritiche.”

1. INTRODUZIONE

La morfologia dei versanti nei bacini montani riveste un ruolo di primaria importanza nei processi idrologici e geomorfologici legati alla formazione dei deflussi e all'erosione. Essa infatti esprime la presenza di un gradiente energetico, condizione necessaria (ma non sufficiente) per l'innesco dei processi di trasporto. Prendono il nome di *processi idroerosivi* quei fenomeni di modellazione delle superfici imputabili principalmente all'azione erosiva delle acque che scorrono in superficie.

Tra i processi idroerosivi che possono interessare i bacini montani, le colate detritiche (o *debris flow*) rappresentano un fenomeno di estrema pericolosità per l'uomo e le infrastrutture, principalmente a causa dell'elevato potere distruttivo e della marcata imprevedibilità temporale. Le zone maggiormente esposte al rischio connesso alle colate detritiche sono localizzabili nei conoidi dei torrenti montani, troppo spesso occupati da insediamenti e attività connesse all'agricoltura.

La previsione della magnitudo degli eventi di colata detritica e la quantificazione del materiale mobilizzato sia dai versanti che dai canali è di fondamentale interesse per la comprensione di tali fenomeni e di conseguenza per la loro gestione.

Le tradizionali tecniche di rilievo del materiale mobilizzato a seguito di eventi rilevanti sono essenzialmente riconducibili alla stima o alla misura dello spessore e dell'estensione areale del materiale depositatosi ai piedi dei versanti, nei canali o nei conoidi (es. Wohl e Pearthree, 1991). I limiti principali di questo tipo di approccio risiedono nell'incertezza relativa al calcolo del volume, causata sia dalla difficoltà nello stimare gli spessori dei depositi che dalla limitata estensione areale monitorabile.

La disponibilità di Modelli Digitali del Terreno (DEM o DTM) relativi alla situazione antecedente e successiva agli eventi può permettere di superare i limiti descritti. Uno tra i primi studi basati sull'analisi multitemporale dei DEM per la mappatura e la quantificazione dei cambiamenti geomorfologici conseguenti a un evento di colata detritica è stato condotto da Coe et al. (1997). Gli autori hanno utilizzato DEM alla risoluzione di 2 m ricavati da rilievi aerofotogrammetrici per mappare l'erosione dei versanti e la distribuzione del materiale depositatosi in seguito a una colata detritica in una località del Nevada (USA).

Negli ultimi anni, i progressi tecnologici legati al telerilevamento ad alta risoluzione su vaste aree, tra cui il *laser scanning* aereo e terrestre (rispettivamente ALS e TLS), hanno consentito di affinare il monitoraggio della morfologia superficiale, rendendo possibile la realizzazione di DEM a risoluzioni di 0.5-1 m nel caso dell'ALS (es. Frankel e Dolan, 2007; Cavalli

et al., 2008; Bremer e Sass, 2012) e a risoluzioni ancora inferiori per il TLS (es. Milan et al., 2007; Schürch et al., 2011).

Gli sviluppi nel campo digitale e informatico, unitamente alla maggiore accessibilità dei costi necessari per il rilievo e l'elaborazione dei dati, hanno inoltre consentito l'affermarsi delle tecniche di fotogrammetria digitale anche nell'ambito del rilievo delle variazioni morfologiche (Chandler, 1999). Sebbene queste tecniche siano intrinsecamente meno accurate dei rilievi basati sul laser scanning, attraverso i rilievi fotogrammetrici terrestri è possibile ottenere ricostruzioni della topografia da impiegare in sostituzione o a loro integrazione (Lim et al., 2005, Kolecka, 2011, Ravanel e Curtaz, 2011).

Dall'analisi dei *pattern* delle variazioni superficiali attraverso il confronto multitemporale di rilievi topografici è possibile analizzare e comprendere le dinamiche geomorfologiche associate, applicando quello che in principio in ambiente fluviale è stato definito come *metodo morfologico* (Ashmore e Church, 1998). Le analisi possono essere condotte sotto diverse prospettive, che spaziano dallo studio dei cambiamenti volumetrici (Scheidl et al., 2008) e della geometria del canale torrentizio (Wasklewicz e Hattanji, 2009) alla correlazione degli indici morfometrici con le diverse componenti dei processi geo-idrologici (McKean e Roering, 2004; Glenn et al., 2006; Cavalli e Marchi, 2008; Tarolli et al., 2010).

Le tecniche di rilievo TLS, se messe a confronto con quelle ALS, risultano maggiormente flessibili e accurate soprattutto per il monitoraggio delle superfici ad elevata pendenza; in questi casi sono principalmente le condizioni sfavorevoli relative all'angolo d'incidenza dei rilievi ALS a comportare una riduzione della qualità del rilievo (Hodgson e Bresnahan, 2004). La limitata capacità del TLS di coprire vaste aree, causata dalla combinazione tra l'inevitabile vincolo al suolo dello strumento e l'effetto schermante delle morfologie complesse (tipicamente caratterizzanti i bacini montani), introduce tuttavia un limite importante nella possibilità di ottenere la copertura omogenea e priva di lacune (*data voids*) di estensioni areali considerevoli (Buckley et al., 2008; Perroy et al., 2010).

Dal confronto tra DEM ottenuti da rilievi consecutivi nel tempo (Scheidl et al., 2008; Theule et al., 2012; Picco et al., 2013) è possibile calcolare i *DEM delle Differenze* (DEM of Differences – DoD), che rappresentano un utile strumento per analizzare le variazioni morfologiche sui versanti e sui canali sia da un punto di vista quantitativo (volumi erosi e depositati) che qualitativo (*pattern* di erosione e deposizione).

In questo contesto, la valutazione della qualità dei DEM assume un'importanza cruciale, dal momento che tutti gli errori associati a ciascun DEM si propagano nel DoD. Le cause degli errori possono essere varie e spesso difficili da limitare; esse spaziano dall'accuratezza della

strumentazione impiegata nel rilievo al metodo di interpolazione del DEM, e comprendono l'effetto di disturbo causato dalla vegetazione e dalla scabrezza del terreno, l'allineamento delle scansioni, gli errori di tipo casuale (Hengl e Reuter, 2009). Una valida e robusta strategia applicata ai rilievi e al processamento dei dati può dunque giocare un ruolo decisivo per la qualità degli studi relativi all'analisi dei cambiamenti geomorfologici (Buckley et al., 2008).

Generalmente, la valutazione dell'accuratezza dei DEM è ottenuta dal confronto/validazione del DEM con una superficie di riferimento più accurata (Wood, 1996; Brasington et al., 2000, 2003) o dal confronto con un insieme di punti di controllo (Brasington et al., 2000, 2003; Lane et al., 2003; Buckley e Mitchell 2004; Milan et al., 2007).

Strettamente connessa alla valutazione dell'accuratezza è la valutazione dell'incertezza verticale, che rappresenta un nodo cruciale per la distinzione delle variazioni geomorfologiche vere e proprie dagli errori o dal cosiddetto *rumore* (Fuller et al., 2003). Diversi studi assumono come uniforme l'incertezza verticale da propagare nel DEM (Brasington et al., 2000; Fuller et al., 2003), altri specificano una soglia minima (*minimum level of detection* – $_{min}LoD$) al di sopra della quale considerare reali le variazioni. Un approccio più verosimile è quello che considera l'incertezza verticale dei DEM variabile nello spazio e dipendente dalle condizioni locali. Di conseguenza, l'incertezza verticale nei DoD può essere stimata prendendo in considerazione la pendenza (Scheidl et al., 2008), la distinzione tra aree asciutte e sommerse (Brasington et al., 2003; Lane et al., 2003), la qualità delle nuvole di punti (Schürch et al., 2011) oppure la combinazione di pendenza, densità di punti del rilievo e qualità GPS delle acquisizioni (Wheaton et al., 2010).

L'obiettivo principale del presente studio è sintetizzabile nell'analisi dei cambiamenti geomorfologici causati dai processi idroerosivi in bacini alpini interessati da colate detritiche, condotta sulla base di rilievi ad altissima risoluzione della morfologia. Parallelamente, lo studio si propone come ulteriore obiettivo l'analisi dei metodi di rilievo e di elaborazione dei dati, nell'ottica dell'affinamento delle tecniche di analisi ad alta risoluzione della morfologia.

Lo studio è stato condotto sul bacino del Torrente Moscardo (Alpi Carniche), caratterizzato da un'elevata intensità dei processi erosivi e di trasporto solido, dominati dal frequente verificarsi di colate detritiche. Attraverso il monitoraggio del trasporto solido conseguito dal ripristino di un sistema di rilevamento idrometrografico e la realizzazione di rilievi TLS multitemporali su aree esposte a dinamiche idroerosive, è stata condotta un'analisi quali-quantitativa degli eventi e delle conseguenti variazioni geomorfologiche. L'analisi delle connessioni tra gli aspetti morfologici (rappresentati da diversi indicatori) e i fenomeni idroerosivi occorsi può permette di affinare le conoscenze e le tecniche relative al monitoraggio

delle dinamiche correlate. Particolare attenzione è stata posta alla valutazione dell'incertezza verticale, considerata come spazialmente variabile e funzione dei parametri morfometrici locali, condizionata inoltre dalle caratteristiche della vegetazione presente sulle superfici rilevate.

In aggiunta ai rilievi TLS sono stati realizzati rilievi fotogrammetrici terrestri basati sull'impiego di strumentazione amatoriale, in un'ottica di sviluppo di un sistema economico e speditivo di monitoraggio. La qualità dei risultati è stata messa a confronto con i risultati ottenuti dai rilievi TLS, intrinsecamente più accurati ma più onerosi sotto il profilo dei costi e della strumentazione necessaria.

La presente tesi è articolata secondo la seguente struttura.

Nel *Capitolo 2* è illustrato lo stato dell'arte delle conoscenze relative ai diversi argomenti trattati, impostato nell'ottica di fornire una conoscenza di base finalizzata alla comprensione dello studio condotto. Sono illustrate le caratteristiche delle colate detritiche, gli aspetti riguardanti le strutture dei modelli digitali del terreno e dei principali indicatori morfometrici, la tecnologia del laser scanning e, infine, le tecniche del rilievo fotogrammetrico e le principali applicazioni in campo geomorfologico.

Nel *Capitolo 3* è presentata l'area di studio del Torrente Moscardo. Sono riportati le principali caratteristiche e i principali indici geomorfologici calcolati a scala di bacino. È inoltre descritta la storia delle installazioni per il monitoraggio delle colate detritiche e la struttura del sistema di monitoraggio.

I *Capitoli 4* e *5* riportano rispettivamente i materiali e metodi impiegati nello studio e i risultati ottenuti. Entrambi i capitoli sono suddivisi in tre parti: la prima è relativa al monitoraggio degli eventi meteorici e idroerosivi, la seconda riguarda i rilievi e le elaborazioni TLS, l'ultima descrive i rilievi e le elaborazioni fotogrammetriche.

Nel *Capitolo 6*, infine, sono riassunte le principali conclusioni, gli aspetti innovativi e i limiti emersi dal lavoro di ricerca.

Lo studio è stato co-finanziato dal Corpo Forestale dello Stato (sovvenzione del dottorato di ricerca) e dal PRIN 2010-2011 – progetto ITaly Sediment Erosion (ITSE – Prot. 20104ALME4), e parzialmente sovvenzionato dall'European Territorial Cooperation Alpine Space Programme 2007-2013 – Progetto SedAlp.

2. STATO DELL'ARTE DELLE CONOSCENZE NEL SETTORE

2.1 Le colate detritiche

2.1.1 Caratteristiche generali

Le colate detritiche (o *debris flow*) rappresentano un fenomeno geo-idrologico complesso di trasporto di materiale solido misto ad acqua, concettualmente collocabile in una posizione intermedia tra le piene torrentizie (costituite in prevalenza da acqua) e le frane in senso stretto (costituite in nettissima prevalenza da materiale solido). Questi fenomeni interessano tipicamente le regioni montane, nelle quali la combinazione tra l'elevata pendenza dei versanti e gli eventi meteorici intensi può causare la movimentazione di materiale in grado di fluire verso valle raggiungendo anche velocità elevate. L'elevata capacità distruttiva e la marcata imprevedibilità temporale ascrivono le colate detritiche tra i fenomeni più pericolosi e distruttivi per l'uomo e le infrastrutture, come testimoniano numerosi eventi documentati a diversa scala e in diverse condizioni climatiche in varie parti del mondo (Coussot e Meunier, 1996; Johnson e McCuen, 1996; Takahashi, 2007).

La definizione e la classificazione delle colate detritiche sono argomenti da decenni oggetto di discussione in letteratura: approcci diversi alla tematica portano a definizioni e classificazioni differenti e talvolta contrastanti. Gli aspetti che comunque accumunano le diverse definizioni sono i seguenti:

- flusso di una miscela composta da fase solida (terreno), liquida (acqua) e gassosa (aria), tuttavia in prima approssimazione assimilabile a un fluido monofasico;
- fluido non newtoniano ad elevata viscosità;
- granulometria eterogenea, che spazia da argilla e limo a massi che eventualmente possono raggiungere considerevoli dimensioni;
- velocità variabile in funzione delle caratteristiche topografiche e reologiche del sedimento, tendenzialmente rapida ed eventualmente rapidissima;
- evoluzione principale della colata lungo il percorso della rete idrografica;
- possibile presenza di altro materiale organico ed inorganico trasportato dalla colata (es. tronchi di alberi).

Tra le diverse classificazioni proposte in letteratura, si riporta quella di Pierson e Costa (1987) basata sugli aspetti reologici, che prende in considerazione la velocità media e la concentrazione del sedimento (Fig. 2.1.1 e Tab. 2.1.1). Sebbene i limiti riportati nel diagramma siano approssimati e solamente in parte derivino da osservazioni sperimentali, la classificazione permette di comprendere quali siano le principali caratteristiche riguardanti le colate detritiche.

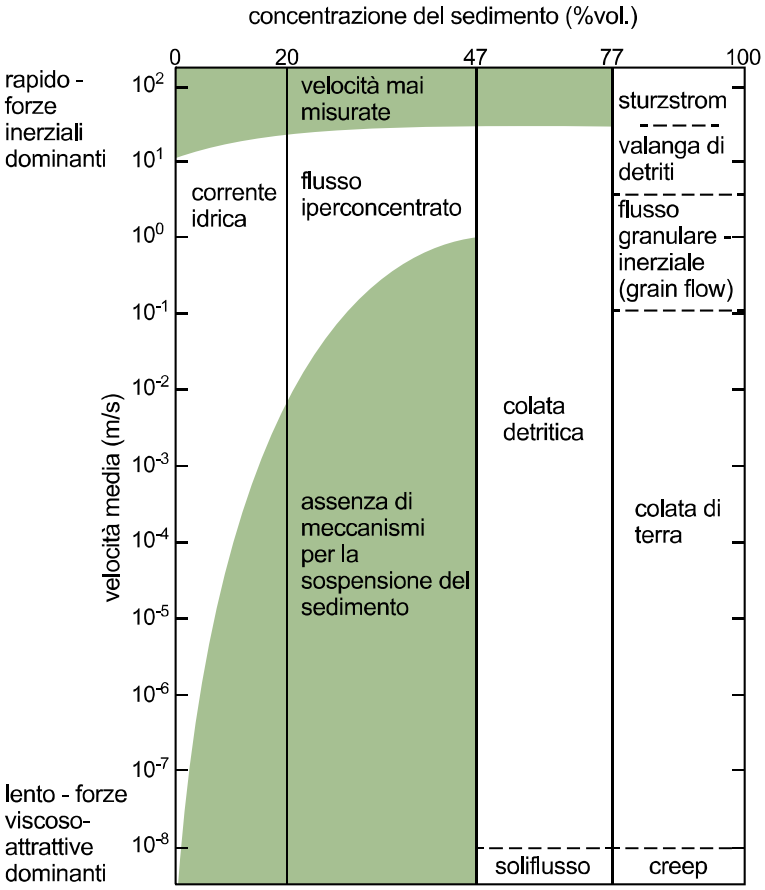


Figura 2.1.1 – Classificazione delle colate detritiche sulla base della reologia dei fenomeni (Pierson e Costa, 1987 – adattata da Marchi, 2006b).

Tabella 2.1.1 – Caratteristiche delle diverse tipologie di flusso secondo la classificazione di Pierson e Costa (1987) riportata in Figura 2.1.1 (da Marchi, 2006b).C_v è la concentrazione solida volumetrica.

Flusso	C_v (%)	Densità (g cm^{-3})
Corrente idrica	0-20	1.0-1.33
Flusso iperconcentrato	20-47	1.33-1.80
Colata detritica	47-77	1.80-2.30

Le velocità medie registrate sono tipicamente comprese in un intervallo tra i 0.5 e i 10 m s^{-1}, tuttavia esse possono raggiungere anche valori di 20 m s^{-1} (Coussot e Meunier, 1996).

La concentrazione solida volumetrica (C_v) rappresenta la porzione di sedimento presente nel fluido, ed è calcolata come:

$$C_v = \frac{V_s}{V_s + V_a} \qquad \text{[Eq. 2.1.1]}$$

dove V_s e V_a sono rispettivamente il volume della frazione solida e il volume della fase liquida.

La classificazione di Pierson e Costa non tiene tuttavia in considerazione la tipologia del materiale coinvolto. Materiali coesivi conferiscono al fluido comportamenti reologici differenti rispetto a materiali granulari; nella classificazione proposta da Coussot e Meunier (1996), riportata in Figura 2.1.2, questo aspetto viene preso in considerazione. I limiti tra le diverse tipologie di movimenti riportati nel diagramma sono puramente concettuali e qualitativi, e possono variare leggermente in funzione delle condizioni d'innesco e delle caratteristiche fisiche dei materiali.

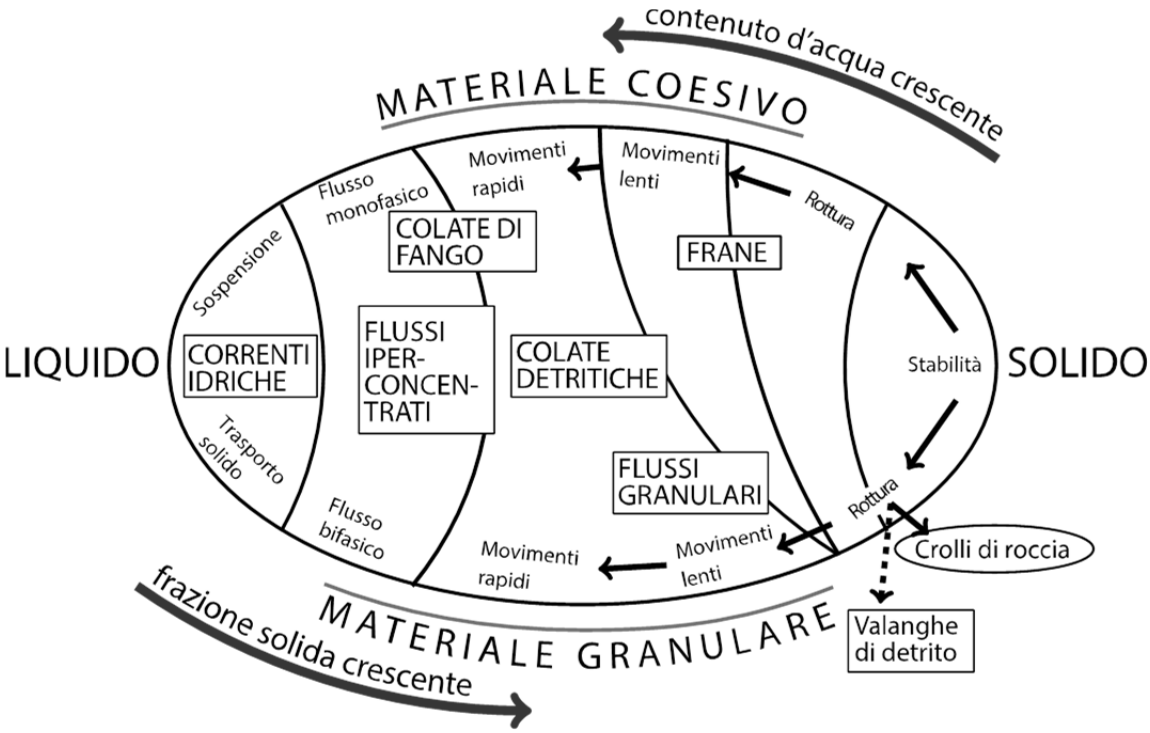


Figura 2.1.2 – Classificazione dei movimenti di massa sui versanti in funzione della frazione di materiale solido e della tipologia (coesiva/granulare) del materiale (modificato da Coussot e Meunier, 1996).

Per valori di C_v inferiori al 20% il comportamento del materiale è solitamente riconducibile a quello di un fluido Newtoniano, dal comportamento assimilabile a quello dell'acqua. Per valori di C_v superiori, il comportamento reologico è condizionato dalla tipologia di materiale solido coinvolto. Con C_v compresi tra il 40-50% e l'80-90%, tipici delle colate detritiche, la viscosità del fluido è diversi ordini di grandezza superiore a quello dell'acqua. La densità del fluido aumenta con il crescere di C_v, rendendo possibile il trasporto di materiale di dimensioni considerevoli, che possono addirittura raggiungere i diversi metri cubi di volume.

Le colate detritiche possono essere distinte in due tipologie principali (Coussot, 1992):

- **colate detritiche granulari** (*granular debris flow*): caratterizzate da una scarsa presenza di particelle fini (del diametro inferiore ai 40 µm) nel fluido interstiziale, per cui il comportamento della massa è condizionata dai contatti tra le particelle grossolane.
- **colate detritiche a matrice fangosa** (*muddy debris flow*): caratterizzate da una presenza di particelle fini (argille e limi) superiore al 10%, in grado di lubrificare i movimenti delle particelle grossolane condizionando di conseguenza il comportamento della massa.

Una classificazione delle colate basata sulla magnitudo, riportata in Tabella 2.1.2, è proposta da Jakob (2005). Il volume stimato per le diverse classi è considerato come il volume di materiale depositato in conoide, la portata di picco e l'area inondata sono anch'esse riferite all'area di conoide. Sebbene la classificazione contenga 10 classi, ai fini del presente studio sono riportate solamente le prime 5, dal momento che le classi dalla 6 alla 10 fanno riferimento a colate detritiche che si possono sviluppare in ambiente vulcanico. La descrizione delle conseguenze potenziali è basata sull'esame di dati da letteratura. Lo scopo della classificazione è quello di identificare la pericolosità di un bacino nell'ottica di una pianificazione del rischio a scala regionale.

Tabella 2.1.2 – Classificazione delle colate detritiche in base alla magnitudo (Jakob, 2005). V è il volume; Q è la portata al picco; B è l'area interessata dal deposito del materiale.

Classe	V (m^3)	Q (m^3 s^{-1})	B (m^2)	Conseguenze potenziali
1	$<10^2$	<5	$<4x10^2$	Danni molto localizzati, in grado tuttavia di causare la morte di operatori boschivi all'opera in piccoli canali e danneggiare piccoli edifici.
2	10^2-10^3	5-30	$4x10^2$-$2x10^3$	In grado di seppellire automobili, distruggere piccoli edifici in legno, abbattere alberi, otturare le luci dei ponti, causare il deragliamento dei treni.
3	10^3-10^4	30-200	$2x10^3$-$9x10^3$	In grado di distruggere grandi edifici, danneggiare i piloni in cemento dei ponti, bloccare o danneggiare strade principali e condotte.
4	10^4-10^5	200-1500	$9x10^3$-$4x10^4$	In grado di distruggere parti di paesi, distruggere parti di infrastrutture e ponti, ostruire torrenti.
5	10^5-10^6	1500-12000	$4x10^4$-$2x10^5$	In grado di distruggere parti di città, distruggere foreste dell'estensione di 2 km^2, ostruire torrenti e piccoli fiumi.

Tipicamente le colate detritiche si manifestano attraverso pulsazioni, costituite da onde caratterizzate da un fronte ripido e ben definito. La composizione di un'onda di colata è schematizzata in Figura 2.1.3. Si possono distinguere le seguenti parti:

- **fronte**: è la prima parte del flusso, spesso preceduto da un trasporto liquido o da una colata di fango. È costituito dalla parte più grossolana dei detriti, e presenta uno spessore maggiore rispetto al resto della colata.
- **corpo**: la miscela di acqua e sedimento è più liquida rispetto al fronte, sebbene siano presenti particelle grossolane in sospensione. Lo spessore può essere pressoché uniforme oppure presentare un moto turbolento contraddistinto da ondate instabili.
- **coda**: è la parte finale dell'onda di colata, in cui la concentrazione C_v diminuisce e il flusso si comporta come una corrente iperconcentrata (v. Fig. 2.1.1).

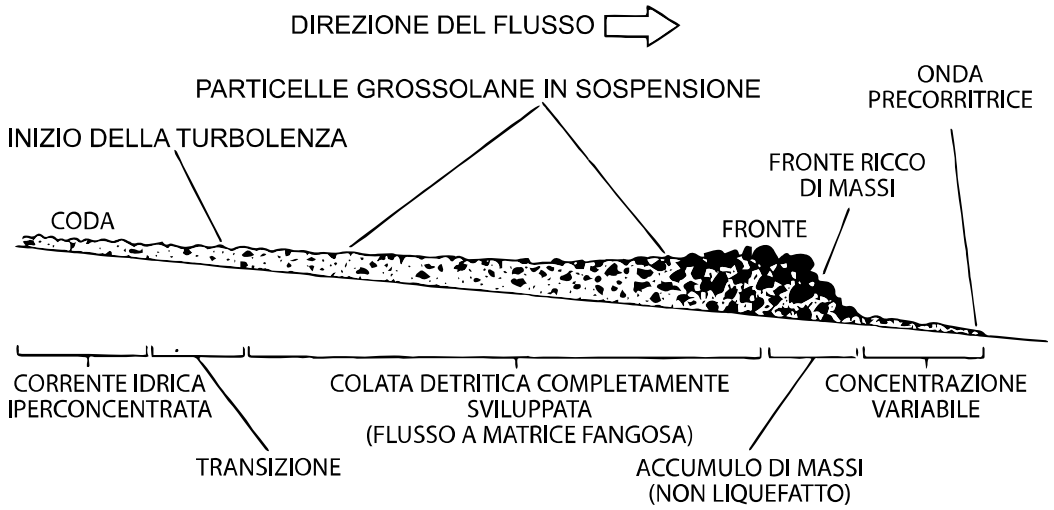


Figura 2.1.3 – Schema rappresentativo di un'onda di colata detritica (modificato da Pierson, 1986).

2.1.2 Fattori predisponenti l'innesco delle colate detritiche

Secondo un'analisi condotta da Marchi e D'Agostino (2004) su una serie di eventi storici registrati nelle Alpi Orientali, più del 70% delle colate detritiche ha interessato bacini di estensione inferiore a 5 km^2.

Le condizioni necessarie affinché si verifichi l'innesco di una colata detritica sono fondamentalmente l'elevata pendenza, la presenza di un sufficiente volume di materiale detritico di granulometria eterogenea da mobilizzare e il raggiungimento di una soglia critica di precipitazione (o, in alternativa, sufficiente disponibilità di acqua, proveniente ad esempio dallo scioglimento delle nevi, dal cedimento di un invaso, ecc.).

Secondo Sidle et al. (1985) la pendenza predisponente l'innesco deve essere superiore ai 25° (47%), mentre per Clark (1987) deve essere compresa in un intervallo del 26-45%. Questi valori vanno considerati come puramente indicativi, dal momento che le pendenze necessarie all'innesco delle colate dipendono anche dalle caratteristiche geolitologiche locali. Sebbene l'innesco delle colate possa avvenire anche a pendenze maggiori, ciò accade di rado, probabilmente a causa delle condizioni sfavorevoli all'accumulo di un sufficiente volume di detrito (Johnson e McCuen, 1996).

Diversi autori hanno messo in relazione diversi parametri relativi alle precipitazioni per determinare soglie empiriche minime per l'innesco delle colate. Queste relazioni, spesso valide solamente per le regioni di provenienza della base di dati o per aree che presentano caratteristiche simili, prendono generalmente in considerazione la durata e l'intensità delle

precipitazioni. Un esempio a carattere generale è quello proposto da Caine (1980), basato su dati raccolti in tutto il mondo:

$$I = 14.82D^{-0.39} \qquad \text{[Eq. 2.1.2]}$$

dove *I* rappresenta l'intensità di pioggia espressa in mm h^{-1} e *D* la durata in ore.

Al pioneristico lavoro di Caine (1980) sono seguiti altri studi che hanno analizzato la relazione tra intensità e durata delle precipitazioni, per determinare da un punto di vista statistico le soglie critiche di innesco di fenomeni di dissesto idrogeologico quali, nella fattispecie, frane superficiali e colate detritiche (Guzzetti et al., 2008). L'interesse delle analisi è rivolto, in particolare, allo sviluppo di sistemi di previsione (sia nello spazio che nel tempo) e di allerta in tempo reale delle condizioni che potrebbero portare all'innesco dei fenomeni di dissesto considerati (Jackob et al., 2012; Staley, 2013).

Tra i fattori predisponenti l'innesco delle colate detritiche e altri fenomeni di dissesto idrogeologico ci sono gli incendi e, in generale, la rimozione della copertura vegetazionale, aspetto destabilizzante per quello che riguarda la stabilizzazione meccanica dei versanti e la regimazione dei deflussi superficiali e sotterranei (Cazorzi e Merci, 2008; Bischetti et al., 2009, Bischetti e D'Agostino, 2010; Blasone, 2010, Gentile et al., 2010). La mobilizzazione del materiale detritico e la sua evoluzione in colata detritica è infatti legata alle condizioni di instabilità dovute all'incremento della pressione interstiziale dell'acqua nei pori del suolo e all'insorgere del trasporto di sedimento da parte del deflusso superficiale (Sidle et al., 1985).

Riguardo alla presenza di sufficienti volumi di materiale detritico da mobilizzare, va considerato il processo di ricarica del sedimento, generalmente opera dell'erosione e della disgregazione dei versanti in roccia (Fig. 2.1.4). Diversi studi evidenziano l'esistenza di una stagionalità dei processi di ricarica del sedimento (Theule et al., 2012). Il sedimento proveniente dai versanti , accumulatosi durante la stagione invernale a seguito di crolli e valanghe nei canali della rete idrografica di primo ordine, viene trasferito nei rami di ordine superiore a seguito degli eventi meteorici primaverili ed estivi; il materiale accumulatosi può eventualmente venire mobilizzato da intense precipitazioni nella stagione estivo-autunnale sotto forma di colate detritiche più consistenti di quelle necessarie alla ricarica dei rami di ordine inferiore. Lo schema descritto è ovviamente un modello concettuale, la cui attendibilità è condizionata dalle caratteristiche del bacino idrografico considerato e dei relativi eventi meteorici.

Figura 2.1.4 – Crollo di materiale roccioso osservato nella parte alta (principale sorgente di sedimento) del Torrente Moscardo il giorno 27/10/2011.

La variabilità spaziale dei processi all'interno del bacino è schematizzata nel grafico di Figura 2.1.5, ed è condizionata dal rapporto tra la pendenza locale e l'estensione dell'area contribuente a monte. Secondo Montgomery e Foufoula-Georgiou (1993) e Marchi (2006b), è possibile distinguere tratti della rete idrografica nei quali le colate detritiche costituiscono il processo di trasporto dominante e altri tratti interessati esclusivamente da piene idriche associate a trasporto solido.

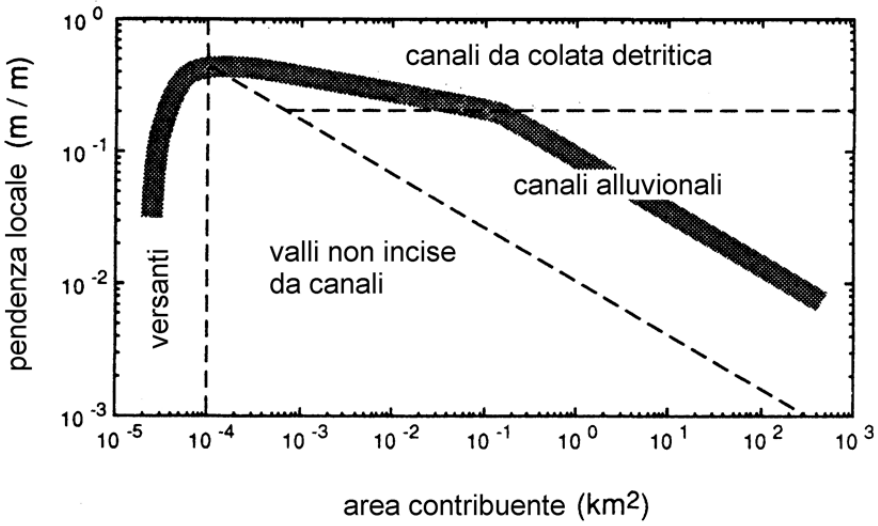


Figura 2.1.5 – Variabilità spaziale dei processi all'interno di un bacino, in relazione all'area contribuente e alla pendenza locale. L'andamento della linea che segna il passaggio fra le diverse parti del grafico può variare a seconda delle condizioni del bacino (da Montgomery e Foufoula-Georgiou, 1993).

Normalmente, una volta innescatasi, la colata detritica si sviluppa percorrendo il collettore principale della rete idrografica. Lungo il suo percorso, la colata esercita un'azione erosiva nei confronti del fondo e delle sponde. Come si può osservare in Figura 2.1.6, a questa azione erosiva spesso si associa la deposizione di materiale lungo gli argini laterali. Tale aspetto è riconducibile ad un debordamento laterale del fronte di colata, caratterizzato da profondità di flusso maggiori rispetto al resto dell'onda di colata. I relativi depositi sono generalmente caratterizzati o da inversione granulometrica (con materiale di dimensioni maggiori in superficie e di dimensioni più fini alla base), oppure dall'assenza di un gradiente verticale di distribuzione granulometrica (Coussot e Meunier, 1996).

Figura 2.1.6 – Depositi di colata detritica in forma di argini laterali (Torrente Moscardo, 17/10/2012).

L'arresto della colata solitamente avviene in prossimità del conoide di deiezione, principalmente a causa della riduzione della pendenza, della mancanza di confinamento del flusso e della perdita d'acqua da parte della colata. I fattori elencati possono essere presenti singolarmente oppure in combinazione tra loro, tuttavia ciascuno di essi comporta una separazione dell'acqua dal volume della colata, aspetto che comporta un cambiamento delle caratteristiche reologiche del flusso e la conseguente diminuzione di velocità, che si conclude con l'arresto e la deposizione (VanDine, 1996).

Le forme che i depositi possono assumere sono spesso caratterizzate da lobi singoli o multipli nei quali si ripartisce il flusso. La granulometria dei depositi, comunque funzione delle caratteristiche litologiche del materiale, è solitamente eterogenea, con massi e ciottoli immersi in una matrice fine.

2.2 Morfometria

2.2.1 La rappresentazione del terreno

La morfologia del terreno riveste un ruolo di fondamentale importanza nei confronti dei processi idrologici e geomorfologici legati alla formazione del deflusso, all'erosione e ai fenomeni di instabilità superficiale, in particolare nell'ambiente montano, dove la risposta idrologica è determinata in maniera predominante dalla morfologia.

La scienza che si occupa dell'analisi quantitativa della superficie terrestre prende il nome di *geomorfometria* (Pike, 1995; Rasemann et al., 2004). L'informazione fondamentale alla base dell'analisi geomorfometrica è rappresentata dal Modello Digitale delle Elevazioni (DEM). Come schematizzato in Figura 2.2.1, il DEM può essere concettualmente interpretato come il centro delle interazioni tra l'informazione morfometrica di base e le relative applicazioni che lo interessano. Queste interazioni sono supportate dai metodi di generazione dei DEM e da un numero crescente di tecniche per la loro interpretazione e visualizzazione. Spesso le tecniche di visualizzazione sono impiegate a supporto sia dell'interpretazione che dell'analisi della qualità relativa ai DEM (Hutchinson e Gallant, 2000).

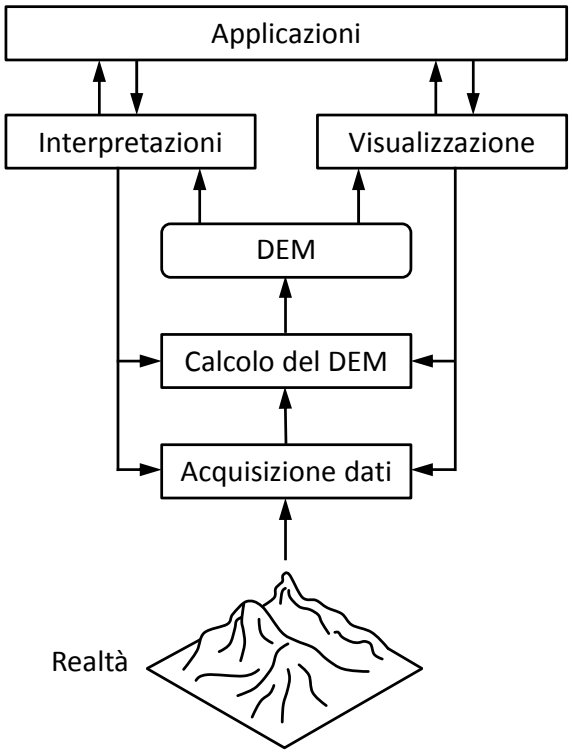


Figura 2.2.1 – Principali aspetti associati ai DEM (modificato da Hutchinson e Gallant, 2000).

In letteratura viene spesso fatta distinzione tra diverse tipologie di modelli digitali per la rappresentazione della morfologia, rappresentata come distribuzione spaziale delle altezze al di sopra di un livello arbitrario. I diversi modelli possono essere definiti come segue (Höhle e Potuckova, 2011):

- **DEM** o **Modelli Digitali dell'Elevazione** (*Digital Elevation Model*): rappresentazione digitale e matematica delle quote riferita a una generica superficie topografica.
- **DTM** o **Modelli Digitali del Terreno** (*Digital Terrain Model*): rappresentazione digitale di una superficie topografica corrispondente al suolo nudo (ossia privo dell'informazione relativa alla vegetazione e agli artefatti umani).
- **DSM** o **Modelli Digitali della Superficie** (*Digital Surface Model*): rappresentazione digitale di una superficie topografica comprensiva di vegetazione, edifici e altri elementi che si elevano al di sopra del suolo nudo.

Nella presente tesi, i termini DTM e DEM vengono considerati come sinonimi; a scanso di equivoci, verrà utilizzato sempre il termine DEM. In Figura 2.2.2 sono riportati, a titolo d'esempio, il DEM riferito al terreno e il DSM comprensivo della vegetazione di un'area montana boscata.

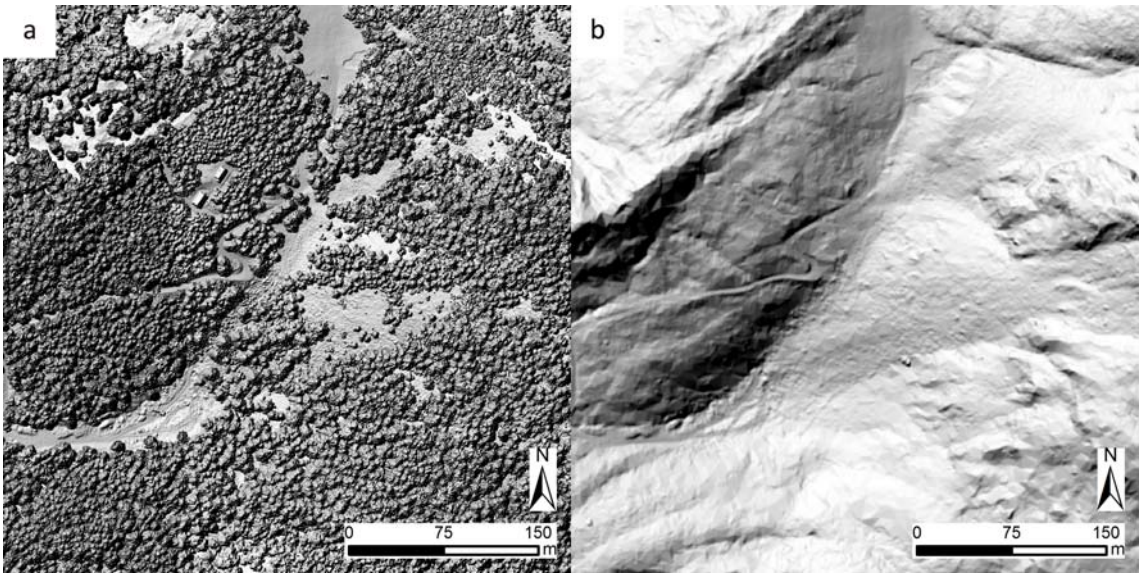


Figura 2.2.2 – a) DSM e b) DEM del terreno di un'area boscata. I modelli fanno riferimento alla stessa area.

L'informazione altimetrica rappresentata dai DEM può essere organizzata sotto forma di diverse strutture di dati (Fig. 2.2.3), a seconda della fonte dei dati e dell'applicazione richiesta (Moore et al., 1991):

- **DEM grid (o raster)**: rappresentazione strutturata come una griglia o una matrice a celle regolari, in cui ogni cella (o *pixel*) contiene il valore della quota. Rappresenta la struttura più diffusa per il trattamento dell'informazione dell'elevazione, principalmente per la sua semplicità d'uso e per la facilità d'implementazione negli algoritmi di analisi *raster*. Dal momento che ciascuna cella può contenere un unico valore di quota, i DEM in formato *grid* non possono venire considerati dei veri e propri modelli 3D, pertanto la loro struttura viene spesso definita come *2.5D* o *falso 3D*.
  Questo tipo di struttura tende a risultare ridondante in presenza di aree pianeggianti nelle quali la stessa informazione altimetrica è contenuta in un insieme di celle tra loro vicine.
- **Triangular Irregular Networks (TIN)**: suddivisione vettoriale della superficie in triangoli irregolari i cui vertici rappresentano punti di quota nota. Rispetto al DEM in formato *grid* è possibile incorporare elementi come picchi, cambi di pendenza e depressioni. Grazie alla densità variabile dei vertici, il TIN è in grado di adattarsi alla scabrezza del terreno, evitando ridondanza dei dati in aree pianeggianti e garantendo maggiore accuratezza nelle aree ad elevata pendenza o scabrezza superficiale.
- **Tubi di flusso**: struttura basata sulla suddivisione della superficie in poligoni irregolari formati dalle curve di livello e dalle linee di deflusso ad esse ortogonali. Nonostante per determinate applicazioni idrologiche rappresenti il sistema migliore per l'implementazione delle equazioni di flusso, questa struttura è meno diffusa ed utilizzata rispetto alle prime due.

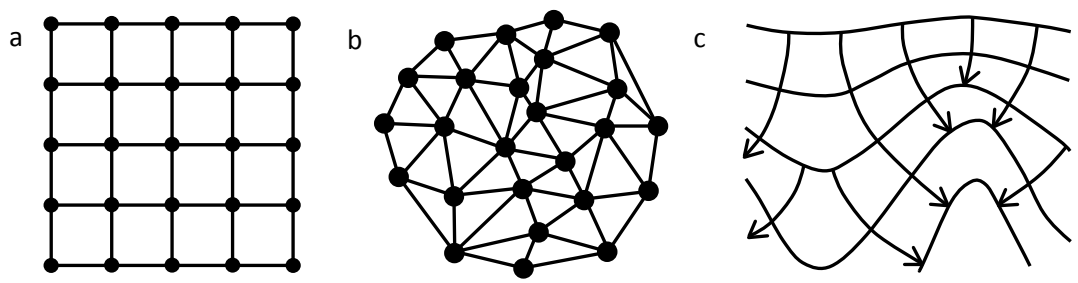


Figura 2.2.3 – Strutture dei DEM: a) DEM grid; b) Triangular Irregular Network (TIN); c) tubi di flusso (modificato da Moore et al., 1991).

Ciascuna tipologia di struttura comporta sia vantaggi che svantaggi derivanti dal suo utilizzo, pertanto la scelta del sistema da adottare è funzione della fonte dei dati e dell'applicazione richiesta.

I vantaggi derivanti dall'utilizzo dei DEM in formato raster sono rappresentati in primo luogo dalla semplicità della struttura; essendo essa spazialmente uniforme, la principale caratteristica di controllo è rappresentata dalle dimensioni della cella. Questo aspetto rende i DEM raster maggiormente indicati rispetto ai DEM vettoriali per le operazioni di processamento dell'immagine e per le analisi morfometriche, dal momento che possono essere impiegati algoritmi più semplici.

Gli svantaggi sono rappresentati innanzitutto dalla ridondanza dell'informazione nelle zone pianeggianti e dall'inadeguatezza della rappresentazione di strutture complesse a causa del sotto-campionamento della topografia. A questi aspetti, parzialmente gestibili in aree morfologicamente omogenee attraverso la corretta impostazione della risoluzione, si associa la maggiore richiesta di memoria per rappresentare l'informazione topografica allo stesso livello di dettaglio dei DEM in formato vettoriale. Il formato a celle regolari comporta inoltre l'insorgere di problematiche nel caso di cambio di risoluzione spaziale e di riproiezione in un diverso sistema di riferimento spaziale. Quest'ultimo processo può risultare lento e comportare una perdita di accuratezza, a causa del necessario ri-campionamento dei valori del DEM. Infine, l'anisotropia dell'informazione nei confronti delle direzioni cardinali e diagonali dei centri delle celle può avere impatti negativi sulla precisione dei modelli idrologici (Hengl e Evans, 2009).

Alcuni problemi relativi alla rappresentazione di tipo raster possono inoltre insorgere nella rappresentazione di elementi superficiali aggettanti. In queste situazioni, infatti, esistono celle a cui possono corrispondere diversi valori di quota. Questo problema, dipendente dalla scala del DEM e da quella degli elementi da rappresentare, può essere facilmente apprezzato nell'immagine di Figura 2.2.4. Nell'ipotesi della realizzazione di un DEM a risoluzione centimetrica, la rappresentazione della parte aggettante del masso presuppone che venga stabilita quella che deve essere la superficie planare di riferimento. Nella fattispecie, sia che venga individuata come riferimento la superficie del terreno al di sotto della parte aggettante che la parte superiore del masso, occorrerà accettare un'approssimazione della situazione reale e un'inevitabile perdita di informazione.

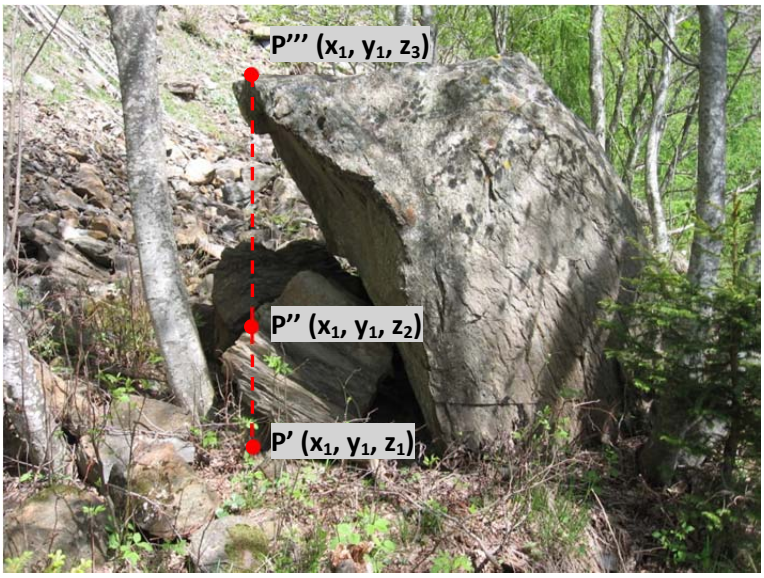


Figura 2.2.4 – Masso aggettante. La rappresentazione di questi elementi attraverso DEM raster introduce un'inevitabile approssimazione, dal momento che a ciascuna cella del DEM può corrispondere un solo valore di quota. Nella figura sono rappresentati alcuni dei possibili valori attribuibili alla coordinata z del punto P di coordinate x_1, y_1, dipendenti dalla scelta del metodo di interpolazione.

Storicamente, le fonti dei dati altimetrici necessari alla realizzazione dei DEM sono rappresentate in prevalenza dall'informazione acquisita tramite tecniche di rilievo fotogrammetrico aereo (v. Par. 2.4), dalla digitalizzazione delle curve di livello presenti nelle carte topografiche e dai dati acquisiti mediante rilievi topografici (Moore et al., 1991).

Negli ultimi anni, l'affermarsi e l'affinamento delle tecniche di telerilevamento ad alta risoluzione basate sull'impiego di tecnologie LiDAR (v. Par. 2.3), hanno consentito di ovviare a molte limitazioni delle tecniche disponibili in passato. Il rilievo LiDAR da aeromobile, in particolare, grazie all'elevato numero di impulsi inviati a terra è in grado di campionare l'andamento della superficie del terreno anche in presenza di fitta vegetazione (Barilotti et al., 2006), risultato non ottenibile dai rilievi aerofotogrammetrici tradizionali.

La qualità dei DEM generati dall'interpolazione di dati LiDAR risulta essere superiore a quella ottenibile a partire dai supporti cartografici tradizionali (Hodgson et al., 2003), offrendo così la possibilità di realizzare applicazioni precedentemente non attuabili nello studio dei fenomeni franosi, idrologici e geomorfologici.

2.2.2 Indicatori geomorfometrici e idrologici

Da un punto di vista operativo, il processo di analisi geomorfometrica può essere riassunto nello schema di Figura 2.2.5. Le fasi che lo contraddistinguono sono le seguenti (da Pike et al., 2009):

1. Campionamento della superficie del terreno (rilievi delle quote).
2. Generazione di un modello superficiale a partire dalle quote campionate.
3. Correzione degli errori presenti e introdotti nel modello della superficie.
4. Calcolo degli indici (es. pendenza, esposizione) e degli elementi del terreno (es. spartiacque, reticolo idrografico) collegati alla morfologia superficiale.
5. Applicazione degli indici e degli elementi del terreno calcolati.

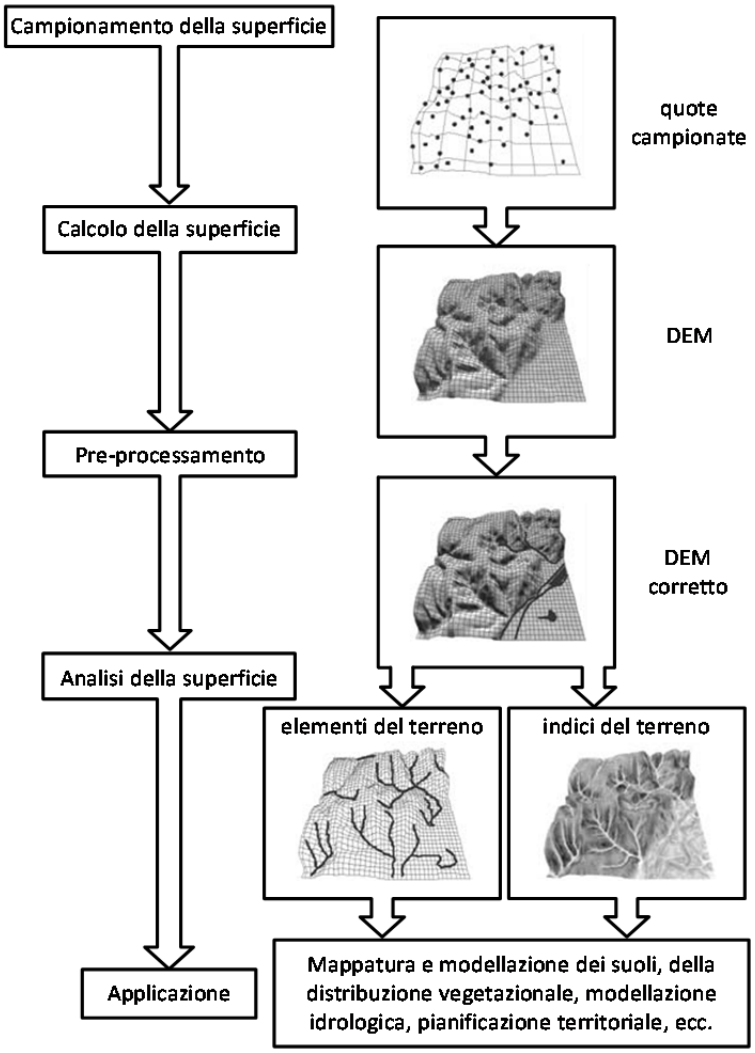


Figura 2.2.5 – Schema del processo di analisi geomorfometrica (modificato da Pike et al., 2009).

Esistono diversi criteri di classificazione degli indici e degli elementi. Comunemente, essi vengono distinti in *primari* e in *secondari*, a seconda che siano derivati direttamente dal DEM o che siano richiesti ulteriori processi o input per il loro calcolo (Wilson e Gallant, 2000).

Nell'analisi morfometrica basata sui dati in formato raster, spesso le analisi sono condotte su *finestre mobili* di diversa forma e ampiezza (es. finestra rettangolare di *n*x*n* celle). L'utilizzo delle finestre mobili permette di analizzare l'informazione contenuta nell'intorno di una cella e, attraverso diversi algoritmi, elaborarla per ricavarne indici quali, a titolo d'esempio, la pendenza, la direzione del deflusso, la densità dell'informazione riferita a un'estensione maggiore.

Gli indici e gli elementi di interesse per la presente tesi sono riassunti di seguito:

- **Pendenza** (*slope*): misura il grado di acclività o di inclinazione della superficie. Esistono diversi algoritmi per il calcolo della pendenza, che può venire espressa in gradi oppure in percentuale. Rappresenta l'influenza della forza di gravità nei processi di deflusso e nel potenziale erosivo.
- **Esposizione** (*aspect*): esprime l'orientazione della direzione di massima pendenza di una superficie topografica. Viene quantificata tramite l'angolo azimutale (sul piano orizzontale) che la linea di massima pendenza per la cella del DEM in esame forma con il Nord geografico, misurato in senso orario. Condiziona i processi relativi alla radiazione solare, all'evapotraspirazione, all'umidità dei suoli, alla distribuzione delle diverse tipologie vegetazionali.
- **Ombreggiamento** (*hillshade* o *shaded relief map*): rappresenta l'illuminazione ipotetica di una superficie. Il calcolo dell'ombreggiamento simula la presenza di una fonte di luce, la cui posizione viene stabilita specificando *zenit* e *azimut*, che solitamente viene posta a nordovest (azimut = 315°, zenit = 45°) rispetto alla superficie di interesse. La carta dell'ombreggiamento agevola la comprensione delle strutture topografiche del DEM.
- **Spartiacque** (*watershed*): rappresenta l'area del bacino idrografico. Stabilite le coordinate della sezione di chiusura del bacino idrografico (coincidenti con le linee di deflusso principali) e dato un DEM idrologicamente corretto (ossia privo di depressioni al di fuori delle quali l'acqua non è in grado di defluire) è possibile calcolare l'estensione del DEM che rappresenta tutte le celle che drenano nella sezione di chiusura impostata.

- **Densità di punti** (*point density*): non rappresenta un indice morfometrico, tuttavia il tematismo della densità di punti può essere utile per quantificare l'informazione disponibile relativa al DEM (es. il numero di punti LiDAR riferito al metro quadro che contengono l'informazione relativa al suolo nudo, dai quali è stato interpolato il DEM).
- **Scabrezza topografica o superficiale** (*terrain roughness*): misura la variabilità locale delle quote. Esistono diversi algoritmi per calcolare la scabrezza superficiale (McKean e Roering, 2004; Glenn et al, 2006; Frankel e Dolan, 2007). Nella presente tesi la scabrezza è stata calcolata come la deviazione standard della topografia residuale all'interno di una finestra mobile (Cavalli, 2009), e viene calcolata come:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{25}(x_i - x_m)^2}{25}} \qquad \text{[Eq. 2.2.1]}$$

  dove σ è l'indice di scabrezza, 25 è il numero delle celle utilizzate nel calcolo ricadenti all'interno della finestra mobile di 5x5 celle, x_i è il valore di una specifica cella all'interno della finestra mobile, x_m è il valore medio dei 25 valori.
- **Curvatura** (*curvature*): rappresenta la variazione della pendenza nello spazio e si esprime come gradiente della pendenza. Il calcolo può essere fatto nei confronti della linea di massima pendenza (curvatura di profilo o *profile curvature*) oppure ortogonalmente alla linea di massima pendenza (curvatura planare o *plan curvature*). La curvatura di profilo fornisce informazioni sui cambiamenti potenziali nella velocità di flusso idrico e dei sedimenti trasportati, mentre la curvatura planare risulta utile per valutare la propensione del flusso idrico a convergere o divergere lungo il suo percorso.
- **Area drenata**: per ciascuna cella rappresenta il flusso cumulato delle celle che drenano. I valori possono variare da uno (per le celle "sorgente" che drenano solamente se stesse) al numero totale di celle del bacino per la sezione di chiusura. Il calcolo dell'area drenata è condizionato dal calcolo delle direzioni di deflusso. Questa operazione può essere effettuata utilizzando diversi algoritmi:
    - *D8*: il gradiente di quota viene calcolato verso le otto celle circostanti sulla base della differenza di quota e della distanza tra i centri delle celle. Si presuppone quindi che il deflusso avvenga nella direzione della massima pendenza. L'algoritmo ha il pregio di individuare in modo univoco la connessione tra le celle che compongono il raster;

- *D8 Facets*: rappresenta una variante del modello *D8*, nel quale l'azimut viene calcolato a *facets* con le stesse modalità del modello *D-Inf*, ma forzato ad assumere valori multipli di 45°.
- *D-Inf*: il gradiente di quota viene calcolato su otto *facets* triangolari di ampiezza 45°, ciascuna costituita da tre vertici di diversa quota. Due *facets* adiacenti condividono la cella centrale e una cella della finestra mobile di 3x3 celle. I tre vertici individuano in maniera univoca un piano inclinato la cui pendenza ha una specifica direzione. Degli otto piani si sceglie quello con pendenza massima. Se l'angolo non coincide con una direzione cardinale o diagonale, il deflusso viene suddiviso tra due celle adiacenti secondo una proporzione dettata in rapporto all'azimut (Tarboton, 1997).
- *MultiFlow (MF)*: i gradienti vengono calcolati come per l'algoritmo *D8*, quindi il deflusso viene suddiviso fra tutti i percorsi possibili (quelli con gradiente negativo), in proporzioni diverse determinate da un fattore di pesatura ricavato dai gradienti stessi (Quinn et al., 1991).

- **Reticolo di sintesi**: viene individuato sulla base dell'area drenata. Impostata una soglia, tutte le celle il cui valore di area drenata è maggiore del valore di soglia vengono considerate appartenenti al reticolo, mentre le restanti vengono classificate come versante.
- **Stream Power Index** (*SPI*): definisce la dissipazione di energia potenziale per unità di lunghezza del canale (ramo del reticolo idrografico di sintesi). Assumendo l'area drenata come surrogato della portata, è possibile formulare l'indice su base topografica secondo la seguente relazione:

$$SPI = A^{0.5} \cdot S \quad \text{[Eq. 2.2.2]}$$

dove *A* è l'area drenata e *S* è la pendenza locale.

- **Dimensionless Stream Power Index** (*DSPI*): l'indice, di tipo adimensionale, è ottenuto mediante normalizzazione dello *Stream Power Index* utilizzando un valore di soglia che individua i punti di inizio della rete idrografica (*channel heads*).
- **Wetness Index** (*WI*): descrive la propensione di ciascuna cella ad essere saturata dall'accumulo di acqua in funzione dell'area drenata e della pendenza. Esso viene calcolato come:

$$WI = \ln\left(\frac{A}{\tan(S)}\right) \qquad \text{[Eq. 2.2.3]}$$

dove *A* è l'area drenata e *S* è la pendenza locale.

- **Indice di Melton** (Mel): è un indicatore dell'acclività del bacino, ed è calcolato secondo la seguente relazione:

$$Mel = \frac{H_{max} - H_{min}}{A^{0.5}} \qquad \text{[Eq. 2.2.4]}$$

dove H_{max} e H_{min} sono la quota massima e minima del bacino, mentre *A* è l'area drenata.

I modelli digitali del terreno rappresentano, in conclusione, l'informazione di base per le analisi morfometriche e, nell'ambito degli strumenti per la pianificazione del territorio e la prevenzione del rischio associato ai processi idroerosivi, per lo sviluppo di modelli previsionali di innesco e di evoluzione delle colate detritiche (D'Agostino e Tecca, 2006; Gentile et al., 2008; Gregoretti e Degetto, 2013).

2.3. Laser scanning

2.3.1 Principi e funzionamento

La tecnica del laser scanning, anche nota con il termine LiDAR (*Light Detection And Ranging*), è una tecnica di telerilevamento nella quale viene utilizzato un fascio laser per misurare la distanza fra il punto di emissione (il telemetro) e il punto di riflessione (il generico punto colpito dall'impulso laser).

Il fascio di luce laser (acronimo di *Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation*) è caratterizzato da monocromaticità, unidirezionalità e potenza, coerenza spaziale e temporale (Bartolucci, 2009). Il suo impiego nelle misure di distanza offre, rispetto ad altre tecniche, il vantaggio di poter realizzare impulsi ad elevata energia in brevi intervalli di tempo. Inoltre, grazie alla corta lunghezza d'onda impiegata (variabile tra gli 800 e i 1600 nm), consente una perfetta collimazione del fascio usando piccole aperture (Crosilla e Galetto, 2004).

Gli strumenti possono essere distinti, sulla base del principio di acquisizione utilizzato, in laser scanner *distanziometrici* e laser scanner *triangolatori*.

Tralasciando i sistemi a scansione triangolatori, generalmente impiegati in ambiti diversi da quelli del rilievo del territorio, i sistemi a scansione distanziometrici si basano sul principio per cui ciascun punto viene rilevato mediante la misura diretta di due angoli e una distanza, quindi convertiti in coordinate cartesiane all'interno di un sistema di riferimento tridimensionale solidale allo strumento di acquisizione. Il fascio di luce utilizzato viene orientato nello spazio utilizzando una serie di dispositivi di rotazione a specchio o muovendo alcune componenti dello strumento stesso (Rinaudo, 2007). Il più diretto sistema di misura della distanza consiste nella determinazione del tempo di volo (Δt), impiegato dall'impulso laser a percorrere il percorso di andata e ritorno. La distanza fra lo strumento e la superficie riflettente viene calcolata come

$$D = (\Delta t \cdot c)/2 \qquad \text{[Eq. 2.3.1]}$$

dove c rappresenta la velocità di propagazione del segnale, ossia la velocità della luce ($3 \cdot 10^8$ m s^{-1}).

Il risultato principale di un rilievo LiDAR è la restituzione delle coordinate x, y, z di ciascun punto misurato; per ottenerlo è necessario conoscere le coordinate x, y, z dello

strumento di acquisizione, generalmente determinate mediante l'utilizzo di uno strumento di posizionamento GNSS (*Global Navigation Satellite System*) o GPS (*Global Positioning System*). L'insieme dei punti misurati è generalmente definito *nuvola di punti*.

Quando un fascio di luce colpisce la superficie di un corpo, essa è in parte assorbita, in parte riflessa, in parte trasmessa. Considerando solamente la parte di energia riflessa dalla superficie, quantificata dalla *riflettività* (definita dal rapporto tra l'energia riflessa da una superficie e quella incidente), essa può essere ben definita oppure diffusa, a seconda della ruvidità della superficie. Ciascun materiale presenta un diverso comportamento rispetto a lunghezze d'onda differenti. Ad esempio, per la misura dei ghiacciai un laser scanner che utilizzi una lunghezza d'onda di 1535 nm non rappresenterebbe la scelta ottimale, in quanto la neve e il ghiaccio riflettono debolmente a 1535 nm, mentre risulterebbe assai più indicato un laser a 810 nm (Wehr e Lohr, 1999). In Tabella 2.3.1 si riportano alcuni valori significativi di riflettività (riferiti a una lunghezza d'onda di 900 nm) per i più comuni materiali che possono presentarsi in una scansione laser.

Tabella 2.3.1 – Valori significativi di riflettività (ρ) per i più comuni materiali che possono presentarsi in una scansione laser (adattato da Wehr e Lohr, 1999).

Materiale	Riflettività (%)
legname asciutto (pino)	94
neve	80-90
muratura bianca	85
calcare, argilla	fino a 75
alberi latifoglie	tipicamente 60
conifere	tipicamente 30
sabbia in genere	tipicamente 50
calcestruzzo liscio	24
asfalto con ciottoli	17
lava	8
neoprene nero	5

I laser scanner distanziometrici sono generalmente dotati di distanziometri laser a impulsi, in quanto permettono di effettuare misure a frequenze di scansione dell'ordine dei 25-50 kHz, ossia 25000-50000 impulsi al secondo. Il sistema è progettato in modo da rispettare la condizione di non ambiguità: normalmente nessun impulso viene trasmesso nuovamente fino a che l'eco dell'impulso precedente non sia stato ricevuto (Casella, 2003). La massima distanza misurabile non ambigua può variare dalle centinaia di metri a qualche migliaia; anche se non limitata da essa, è teoricamente dipendente dalla frequenza di scansione (ad esempio, per una

frequenza di 25 kHz in teoria sarebbe pari a 6 km). I fattori che limitano la massima distanza misurabile sono la potenza del laser, la divergenza del fascio, la trasmissione atmosferica, la riflettività dell'oggetto, la sensitività del rilevatore, ecc. (Crosilla e Galetto, 2004).

Il rilievo LiDAR può venire distinto in base alla piattaforma (terrestre o aerea) sulla quale il sensore è montato. Si parlerà pertanto di *Airborne Laser Scanning* (ALS – Wehr e Lohr, 1999) in riferimento a rilievi effettuati da elicotteri o aeroplani, mentre il termine *Terrestrial Laser Scanning* (TLS) si riferisce a rilievi eseguiti da postazioni fisse. Per entrambi i tipi di rilievo può venire associata al laser scanner una fotocamera ad elevata risoluzione, le cui immagini possono essere impiegate per la documentazione visiva del territorio e per attribuire l'informazione radiometrica del colore ai punti rilevati. Alcuni strumenti, inoltre, misurano l'intensità del segnale di ritorno. Tale informazione può risultare particolarmente utile per determinate tipologie di progetti, in quanto rispecchia direttamente le caratteristiche fisiche di riflettanza delle superfici colpite dagli impulsi.

Nei rilievi ALS (Fig. 2.3.1), essendo lo strumento in movimento, risulta necessario conoscere in ogni istante la posizione e l'assetto del velivolo. Questo obiettivo è raggiungibile integrando nel sistema LiDAR aerotrasportato un sensore inerziale (INS o IMU) dotato di tre accelerometri e tre giroscopi in grado di misurare le accelerazioni lineari e le velocità angolari. A questo sensore deve ovviamente essere abbinato un ricevitore GNSS e un sistema elettronico che provveda a sincronizzare i vari strumenti, a ricevere i dati e a memorizzarli (Casella, 2003). Nel rilievo ALS il territorio viene rilevato mediante *strisciate*, successivamente combinate tra loro per ottenere la copertura del territorio scansionato.

Il rilievo TLS (Fig. 2.3.2) presenta una complessità inferiore a quello ALS. Tuttavia, la scansione di aree impervie e difficilmente raggiungibili può rivelarsi estremamente impegnativa, soprattutto per quello che riguarda il trasporto del materiale necessario al rilievo (laser scanner, batterie, treppiedi, computer, ricevitori GNSS, ecc.). Nella pianificazione di un rilievo TLS va tenuto in considerazione che, a causa della posizione fissa del laser scanner, può essere necessario effettuare più scansioni da diversi punti di ripresa (*Scan Positions* – SP) e successivamente combinarle tra loro. In questo modo, soprattutto in presenza di morfologie complesse, si possono minimizzare le "zone d'ombra", ossia quelle aree non raggiungibili dagli impulsi laser a causa dell'ostruzione causata da elementi che si frappongono tra lo strumento e le superfici da scansionare (Buckley et al., 2008).

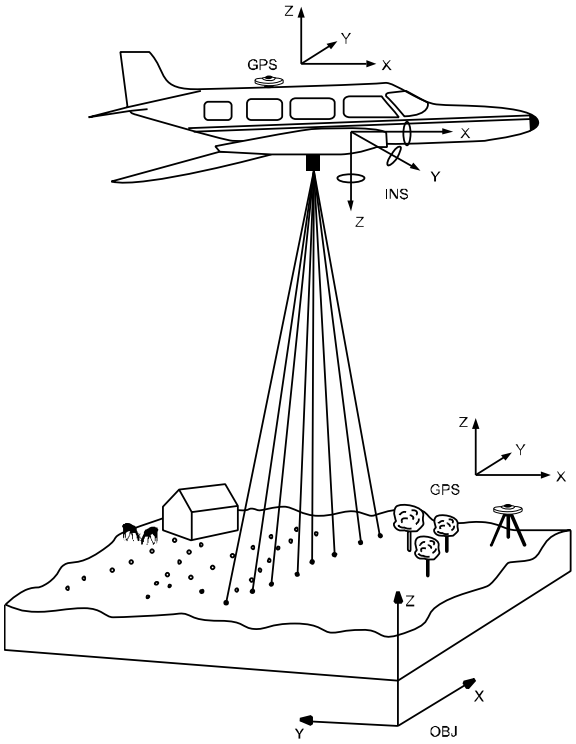


Figura 2.3.1 – Schema delle componenti e del funzionamento del rilievo ALS.

Figura 2.3.2 – Rilievo TLS (Torrente Moscardo, 23/10/2012).

Un aspetto che merita particolare attenzione nel rilievo LiDAR è rappresentato dalla *divergenza del raggio laser*. I fasci che compongono un'emissione laser sono infatti affetti da una leggera divergenza, conseguenza delle dimensioni limitate della cavità nella quale si produce il raggio e del fenomeno di diffrazione imposto dalla finestra d'uscita del fascio. La

divergenza del raggio comporta pertanto che la zona d'impatto (impronta a terra del raggio o *footprint*) sia un'area anziché essere puntiforme. Si può affermare che più contenuta è la divergenza del raggio, più precisa risulta essere la misura della posizione del punto considerato (Bornaz, 2004). La dimensione dell'impronta a terra del raggio può indicativamente variare tra i 0.1 e i 2 m, ed è proporzionale alla distanza e all'apertura angolare del sensore (Casella, 2003). Questa caratteristica può consentire la formazione di echi multipli, come si può osservare dallo schema di Figura 2.3.3. Nell'esempio, quando un raggio incontra la chioma di un albero, una parte del segnale viene riflessa, mentre la rimanente prosegue per essere poi riflessa dal terreno, eventualmente generando ulteriori echi. Il primo eco di ritorno (*first pulse*) corrisponde al primo elemento incontrato, mentre l'ultimo (*last pulse*) è riconducibile alla quota del terreno sotto copertura. Quest'ultima informazione è quella privilegiata per la generazione del DEM del terreno (DTM), attraverso opportune procedure di processamento dei dati.

Sebbene alcuni strumenti siano in grado di registrare anche 5 echi diversi, altri si limitano al rilievo di un unico eco, ed è pertanto necessario scegliere a priori quale memorizzare. Per le finalità di questo studio, e per finalità geomorfologiche in generale, riveste notevole importanza la registrazione del *last pulse*. La gestione dell'informazione relativa a echi multipli, oltre a richiedere ai software un maggior carico computazionale, è limitata dal rapporto inversamente proporzionale che lega il numero di echi memorizzati a quello di punti misurati (Casella, 2003).

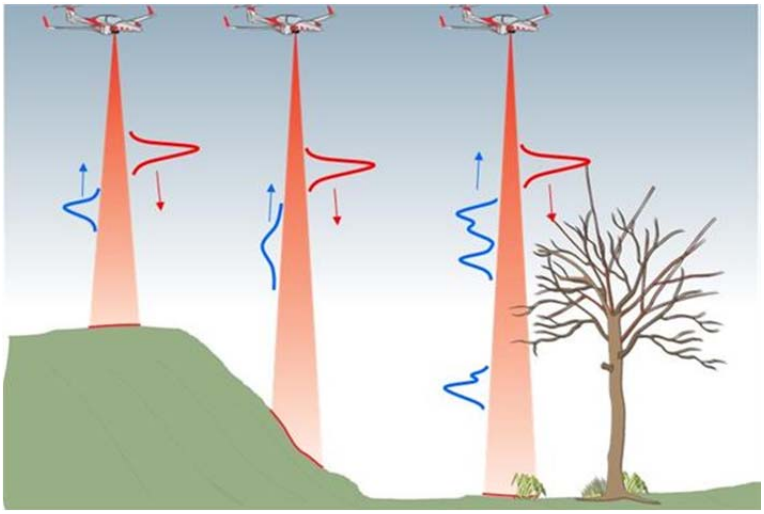


Figura 2.3.3 – Esempio di generazione del primo e dell'ultimo eco nel rilievo ALS. In rosso è rappresentato l'impulso trasmesso, in blu il segnale riflesso scomposto nei diversi echi.

L'angolo d'incidenza formato tra la superficie scansionata e il vettore che collega ciascun punto della superficie con il laser scanner dovrebbe idealmente mantenersi prossimo all'ortogonalità. Bassi angoli d'incidenza, infatti, comportano un aumento della dimensione dell'impronta a terra del raggio laser, peggiorando la qualità del rilievo (Buckley et al., 2008; Schürch et al., 2011). Questo problema può essere riscontrato nel rilievo di superfici ad elevata pendenza nel caso dei rilievi ALS, mentre per i rilievi TLS questo può verificarsi quando la posizione relativa dello strumento rispetto alla superficie da scansionare non sia adatta (ad esempio se collocata troppo vicino a una parete verticale da scansionare oppure in posizione non sufficientemente elevata rispetto a una superficie pianeggiante di cui effettuare il rilievo).

Nel caso del rilievo di superfici di profondi corpi d'acqua, è importante ricordare che essi non riflettono il segnale, ad eccezione dell'acqua torbida oppure dell'utilizzo del LiDAR batimetrico (*green LiDAR*). Il principio di funzionamento del LiDAR batimetrico consiste nell'emissione di impulsi sia alla lunghezza d'onda del verde (λ = 532 nm) che dell'infrarosso (λ = 1064 nm). Mentre l'infrarosso è riflesso dall'acqua, la lunghezza d'onda del verde penetra l'acqua e viene riflessa quando raggiunge il fondale oppure un solido. Le distanze sensore-superficie dell'acqua-fondale sono calcolate considerando la velocità della luce nell'aria e nell'acqua. In condizioni ottimali (acqua particolarmente limpida) la profondità raggiungibile dagli impulsi può raggiungere i 50 m, con un'accuratezza orizzontale di ±2.5 m e un accuratezza verticale di ±0.25 m (Cavalli e Tarolli, 2011).

La precisione dei rilievi LiDAR dipende da vari fattori quali, tra i principali: precisione del sistema di posizionamento GNSS, precisione del sistema inerziale (nel caso di rilievi ALS), precisione del laser scanner, densità del rilievo, scabrezza e curvatura della superficie scansionata, variazioni nella riflettanza degli elementi scansionati, divergenza del raggio laser. Indicativamente, nei rilievi ALS è difficile raggiungere precisioni superiori ai 0.1 m, mentre per i rilievi TLS la precisione può essere dell'ordine dei 0.005-0.01 m (Rinaudo, 2007).

Come accennato in precedenza, per limitare il problema delle zone d'ombra nei rilievi TLS può essere necessario effettuare da diversi punti di ripresa più scansioni parziali degli elementi d'interesse. Le nuvole di punti così ottenute risultano riferite ciascuna a sistemi di riferimento diversi e tra loro indipendenti. La *registrazione* (o *allineamento*) consente di unire le varie nuvole di punti in maniera ottimale, previa determinazione dei parametri delle trasformazioni geometriche necessarie a esprimere le coordinate delle varie nuvole in un unico sistema di riferimento comune. La registrazione può quindi venir definita come "insieme di tecniche mediante le quali i modelli rilevati con diverse scansioni, espressi ognuno in un proprio sistema di riferimento, sono riferiti al medesimo *datum*" (Beinat e Crosilla, 2003). Da un punto

di vista geometrico, la registrazione può essere sintetizzata nello schema riportato in Figura 2.3.4.

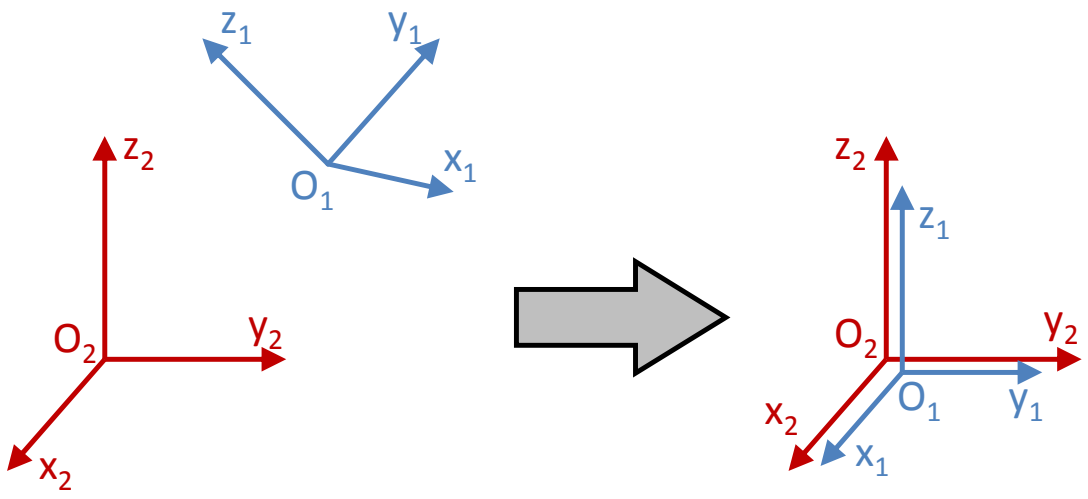


Figura 2.3.4 – Interpretazione geometrica della procedura di registrazione o allineamento.

La rototraslazione nello spazio a tre dimensioni viene descritta da una matrice di rotazione *R* e da un vettore di traslazione *t*. Essa lega tra loro coppie di punti relative a scansioni diverse, aventi differenti coordinate di posizione ma rappresentanti fisicamente lo stesso punto. La stima di *R* e di *t* richiede la conoscenza di un numero minimo di punti di coordinate note in entrambi i sistemi di riferimento (*punti omologhi*, *punti di legame*, *corrispondenze*, *matching points*, *tiepoints*), nonché l'esistenza di una sovrapposizione (*overlap*) minima tra le scansioni coinvolte (Guarnieri e Vettore, 2007). L'individuazione dei punti omologhi può essere ottenuta posizionando *target* artificiali (es. placchette rifrangenti, sfere, prismi) oppure utilizzando *feature* naturali (identificabili sulla base delle peculiarità morfologiche di un elemento, un risalto o un dettaglio circoscritto). La scelta comporta per ciascun caso vantaggi e svantaggi. Fondamentalmente, l'utilizzo di *feature* naturali non richiede il posizionamento manuale dei target sulle superfici da scansionare, tuttavia la precisione della registrazione è inferiore a quella ottenibile con i *target* artificiali (Guarnieri e Vettore, 2007).

La registrazione basata su punti omologhi può essere poi raffinata mediante diverse procedure. Ai fini del presente studio, si ricorda il metodo automatico numerico basato sull'algoritmo *Iterative Closest Point* (ICP – Cheng e Medioni, 1991; Besl e McKay, 1992). L'ICP è una tecnica iterativa di calcolo che consente di stimare i parametri di rototraslazione minimizzando la distanza tra i rispettivi punti omologhi, identificati in base all'assunzione che

essi sono quelli più vicini tra i due set di dati. L'efficacia della procedura, che richiede un buon allineamento iniziale approssimato, dipende fortemente dal grado di variabilità della superficie dell'oggetto rilevato, tuttavia può permettere di raggiungere una precisione di registrazione superiore a quella ottenibile dal semplice impiego dei punti omologhi (Bremer e Sass, 2012).

Un'ultima considerazione sui rilievi a scansione LiDAR riguarda il processo di digitalizzazione operato dal laser scanner. Il trascinamento del sensore avviene senza alcuna logica intelligente: la selezione dei punti dell'elemento da scansionare è effettuata secondo un ordine precostituito di acquisizione, quindi non viene effettuata alcun tipo di scelta sulla necessità o meno del punto acquisito nella descrizione della geometria. Come si può osservare dallo schema semplificativo di Figura 2.3.5, può succedere che punti utili non vengano acquisiti. Il risultato delle scansioni deve pertanto essere considerato semplicemente come una serie di informazioni a partire dalle quali deve iniziare una fase intelligente di interpretazione e codifica dell'informazione (Rinaudo, 2007).

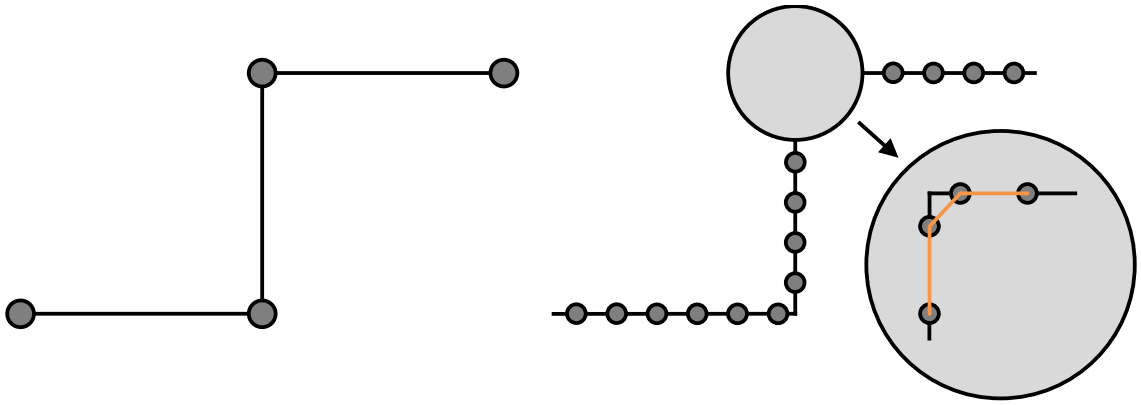


Figura 2.3.5 – Rilievo intelligente (a sinistra) e rilievo di un sistema a scansione (a destra) (modificato da Rinaudo, 2007).

2.3.2 Applicazioni nel settore idrologico e geomorfologico

La possibilità di potere effettuare veloci e accurati rilievi topografici di aree vaste a costi accessibili, unitamente alla possibilità di acquisire simultaneamente altri dati da sensore remoto come ad esempio ortofoto e immagini iperspettrali, ha reso la tecnica LiDAR (in particolare l'ALS) un valido strumento per diversi campi d'applicazione connessi alla pianificazione e alla modellazione del territorio (Cavalli, 2009).

Negli studi geomorfologici, l'utilizzo principale dei dati ottenuti da rilievi LiDAR è la generazione del DEM del terreno e l'analisi delle rappresentazioni del rilievo da esso derivate.

La qualità di un DEM dipende principalmente dalla fonte di dati e dalle tecniche di interpolazione (Hutchinson e Gallant, 2000). I progressi tecnologici raggiunti negli ultimi anni consentono di raggiungere risoluzioni dei DEM pari a 0.5-1 m nel caso dei rilievi ALS (es. Frankel e Dolan, 2007; Cavalli et al., 2008; Bremer e Sass, 2012) e addirittura inferiori per il TLS (Milan et al., 2007; Schürch et al., 2011). Rispetto ai modelli digitali del terreno ottenuti a partire da supporti cartografici tradizionali, la qualità ottenibile dall'interpolazione delle nuvole di punti LiDAR è decisamente superiore (Hodgson et al., 2003).

Poter disporre di DEM ad elevata risoluzione morfologicamente accurati ha consentito notevoli progressi nel campo della caratterizzazione dei movimenti franosi, nel riconoscimento delle forme basato sull'analisi di indicatori morfologici, nella modellazione idrologica, nello studio delle strutture vegetazionali, nell'analisi delle dinamiche di erosione e deposizione e in molti altri ambiti di interesse territoriale.

Nell'ambito dell'identificazione dei processi franosi, diversi studi hanno utilizzato per la realizzazione e il perfezionamento degli inventari di frane le mappe ombreggiate del terreno (*shaded relief maps* – v. Par. 2.2.2) ottenute da rilievi ALS (Haugerud et al., 2003; Gold, 2004; Van den Eeckhaut et al., 2005; Schulz, 2007).

Ardizzone et al. (2007) hanno utilizzato le mappe ombreggiate del terreno e le mappe delle pendenze per migliorare l'accuratezza nelle realizzazione di un inventario di frane. È stato impostato un confronto tra i risultati ottenuti dai tematismi calcolati da dati ALS (da cui è stato ottenuto un DEM alla risoluzione di 2 m) e quelli calcolati a partire da un DEM alla risoluzione di 10 m, ottenuto dall'interpolazione di una carta topografica in scala 1:10000. I risultati hanno evidenziato, oltre ad una maggiore accuratezza nell'interpretazione basata sui dati ALS, un miglioramento significativo nell'identificazione di frane di recente attivazione impiegando il DEM ad alta risoluzione. Per quello che riguarda le frane stabilizzate, il miglioramento non è risultato altrettanto significativo.

DEM ad elevata risoluzione e qualità come quelli ottenibili da rilievi LiDAR possono costituire una valida base per l'utilizzo di indici statistico-spaziali e indici geomorfologici ai fini della caratterizzazione della superficie topografica in relazione ai processi geo-idrologici attivi o quiescenti (Wilson e Gallant, 2000; Bishop e Shroder, 2004; Marchi e Dalla Fontana, 2005).

Tra i vari studi che impiegano dati ALS per lo studio delle frane mediante analisi numeriche di topografia, risultano di particolare interesse i lavori di McKean e Roering (2004) e di Glenn et al. (2006). I loro risultati evidenziano come l'elevata risoluzione ottenibile mediante rilievi LiDAR permetta di distinguere, all'interno delle singole frane, aree contraddistinte da diversi valori degli indici geomorfometrici di variabilità topografica e scabrezza superficiale (v.

Par. 2.2.2), a cui corrispondono diversi gradi di attività dei processi di instabilità. Nello studio di McKean e Roering (2004), viene riconosciuto come i risultati ottenuti non sarebbero stati possibili utilizzando un DEM alla risoluzione "standard" di 25-30 m.

In uno studio su un'area tropicale densamente vegetata, Haneberg et al. (2005) hanno verificato l'efficacia dei dati ALS nella valutazione del pericolo da frana superficiale. L'ottenimento di un DEM alla risoluzione di 2 m ha permesso di calcolare e combinare tra loro in ambiente GIS una serie di indici geomorfologici secondo un metodo semi-empirico (*SMORPH Shallow Landslide Hazard Map*) per la caratterizzazione geomorfologica dell'area di studio e per la successiva individuazione delle zone ad elevata pericolosità.

L'utilizzo di DEM LiDAR a risoluzione variabile (compresa tra 50 e 2 m) è stato analizzato da Tarolli e Tarboton (2006) per l'individuazione dei punti di innesco dei fenomeni di franamento superficiale lungo le direzioni di deflusso. Servendosi di un metodo (*MLIP – Most Likely Landslide Initiation Point*) basato sull'impiego di indici geomorfologici e di un modello di stabilità del terreno (*SINMAP* – Pack et al., 1998), le analisi hanno dimostrato come per il metodo proposto, nelle condizioni proprie dell'area di studio, la risoluzione ottimale per la determinazione dei punti d'innesco delle frane corrisponda a 10 m. Risoluzioni più grossolane hanno evidenziato un peggioramento dei risultati, mentre risoluzioni più fini hanno comportato un oscuramento dei processi fisici responsabili dell'innesco delle frane da parte della variabilità della morfologia del terreno a scala ridotta.

L'automatica e oggettiva individuazione di elementi geomorfologici quali coronamenti di frana ed erosioni spondali per la mappatura del rischio da frane è stata analizzata da Tarolli et al. (2012). Nello studio sono stati analizzati gli indici di curvatura (v. Par. 2.2.2), calcolati da DEM alla risoluzione di 0.5 m ottenuti da dati ALS.

Nella caratterizzazione degli elementi geomorfologici basata su indicatori ottenuti da DEM ad elevata risoluzione, Frankel e Dolan (2007) e Cavalli e Marchi (2008) hanno utilizzato indici di scabrezza topografica per lo studio delle caratteristiche topografiche e dei processi deposizionali su conoidi alluvionali.

In un altro studio, Cavalli et al. (2008) hanno impiegato indici di scabrezza topografica e di pendenza per la caratterizzazione della morfologia d'alveo, conducendo analisi sia su una scala monodimensionale (lungo il profilo longitudinale del canale) che su quella a due dimensioni. Anche in questo caso il LiDAR ha dimostrato la potenzialità di discriminare efficacemente le diverse forme geomorfologiche.

In uno studio di Cazorzi e De Luca (2006) sono stati utilizzati dati LiDAR per simulare l'impatto della viabilità forestale sulla stabilità dei pendii.

Tra le varie prospettive offerte dall'impiego dei dati LiDAR si inserisce la definizione accurata della struttura vegetazionale nelle aree di interesse (Abramo et al., 2007; Alberti et al., 2013), che può consentire la verifica dell'efficacia di nuovi indicatori riferiti alla capacità della vegetazione di regimare i deflussi e stabilizzare i versanti (Cazorzi et al., 2008).

Il dettaglio massimo raggiungibile dai rilievi LiDAR, in particolare quelli TLS, non è semplice da definire. In uno studio sull'effetto della scabrezza del terreno nei confronti del flusso dell'acqua, Smith et al. (2011) hanno ottenuto alcuni DEM alla risoluzione di 0.002 m posizionando un laser scanner terrestre batimetrico alla distanza di 3 m da diversi modelli fisici a scala ridotta delle dimensioni di circa 2 x 3 m.

Grazie alla posizione ancorata al suolo, il rilievo TLS può, in certi casi, rivelarsi molto più efficace delle tradizionali tecniche di telerilevamento (ad esempio fotogrammetria aerea e ALS) nel monitoraggio dei processi erosivi in zone ad elevatissima pendenza. A questo proposito si può citare il lavoro di Rosser et al. (2005), nel quale sono stati condotti rilievi TLS su un arco temporale di 16 mesi per monitorare i cambiamenti delle scogliere costiere in Gran Bretagna. Lo studio evidenzia l'efficacia dei rilievi TLS in termini di una precisione dei risultati superiore a quella ottenibile da altri metodi e riguardo alla speditezza e all'economicità dei rilievi.

Negli ambiti fluviali e montani, i modelli del terreno ottenuti da rilievi LiDAR in tempi diversi possono rivelarsi un eccellente base di dati per la stima delle variazioni morfologiche nella topografia locale e per la determinazione dei volumi erosi e depositati in seguito a eventi di piena o a colate detritiche. Introdotto in ambiente fluviale, il confronto multitemporale di rilievi topografici per l'analisi delle dinamiche erosive e deposizionali è noto in letteratura come *metodo morfologico* (Ashmore e Church, 1998).

Tale metodo è stato applicato da Lane et al. (2003) in un tratto di fiume lungo 3 km e largo 1 km. I risultati ottenuti dal confronto multitemporale di DEM alla risoluzione di 1 m ricavati a partire da rilievi fotogrammetrici e ALS hanno evidenziato la validità del metodo per le stime dei volumi e dei *pattern* di erosione e deposizione. Nello studio è stata inoltre posta particolare attenzione al problema della propagazione degli errori nei DEM. Tale problema è stato affrontato nella maggior parte degli studi successivi basati sul calcolo del DEM delle Differenze (DoD); un approfondimento della tematica è riportato nel Paragrafo 4.2.4.

Un'analisi su diversi algoritmi per l'analisi delle variazioni geomorfologiche conseguenti a erosione spondale in ambiente fluviale è stata condotta da Day et al. (2013). Lo studio, basato sull'utilizzo di dati TLS ad elevatissima risoluzione spaziale (valori compresi tra circa 1000 e 80000 punti m^{-2}) , ha evidenziato limiti e problematiche che possono emergere nei rilievi TLS in aree fortemente vegetate, e sono state proposte soluzioni per la loro gestione.

Nell'ambito delle variazioni conseguenti a eventi di colata detritica, Scheidl et al. (2008) hanno utilizzato DEM *pre* e *post* evento derivati da ALS per l'analisi dei cambiamenti geomorfologici e per le stime dei volumi mobilizzati.

Rilievi TLS per l'analisi dei cambiamenti morfologici precedenti e successivi al passaggio di una colata detritica sono stati utilizzati da Schürch et al. (2011) nel canale dell'Illgraben in Svizzera. Nello studio sono stati utilizzati DEM alla risoluzione di 0.2 m su un tratto di canale della lunghezza di 300 m.

Wasklewicz e Hattanji (2009) hanno condotto rilievi TLS su un tratto di torrente esposto al passaggio di una colata detritica nelle montagne di Ashio in Giappone. I cambiamenti morfologici sono stati analizzati lungo il profilo longitudinale del torrente e su alcune sezioni trasversali rappresentative.

Bremer e Sass (2012) hanno combinato rilievi ALS e TLS per la stima dei volumi mobilizzati e l'analisi delle variazioni conseguenti al passaggio di una colata detritica nelle montagne del Tirolo (Austria). Particolare attenzione è stata posta alla valutazione dell'accuratezza nella registrazione dei diversi *dataset*.

La combinazione di dati ottenuti da diverse tecniche di telerilevamento per l'analisi delle variazioni causate da colate detritiche è stata effettuata anche nel lavoro di Theule et al. (2012). In un bacino delle Prealpi settentrionali francesi, sono stati utilizzati rilievi TLS unitamente a rilievi topografici di sezioni trasversali per analizzare le dinamiche stagionali di ricarica del sedimento e di erosione del canale.

In Magirl et al. (2005), i cambiamenti di lungo termine indotti dall'attività delle colate detritiche e dal rimaneggiamento fluviale nei conoidi dei tributari del Colorado River lungo il Grand Canyon (USA) sono stati valutati correlando i dati relativi a un rilievo topografico effettuato nel 1923 con quelli ALS acquisiti nel 2000.

Altri esempi di analisi delle variazioni morfologiche condotte mediante confronto multitemporale di DEM LiDAR riguardano movimenti franosi superficiali (DeLong et al., 2012) e dinamiche stagionali di trasferimento di massa in ambiente glaciale (Carturan et al., 2013).

L'integrazione dei dati relativi a diverse tecniche di rilievo dovrebbe venire condotta considerando le tecniche più idonee per ogni scala spaziale e temporale, come sintetizzato in Figura 2.3.6.

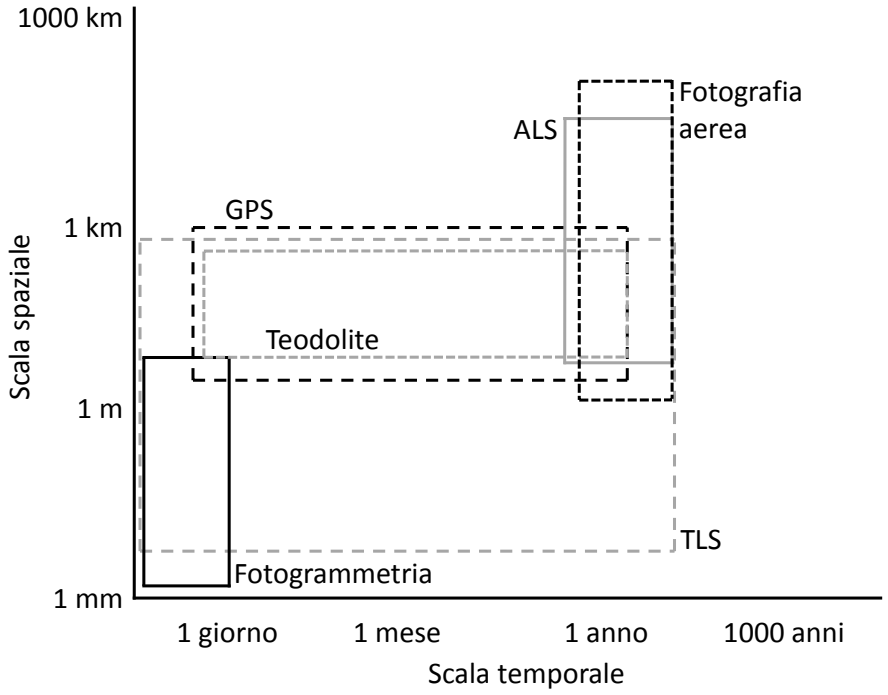


Figura 2.3.6 – Limiti spaziali e temporali delle principali tecniche di rilievo morfometrico (modificato da Heritage e Hetherington, 2007).

In conclusione, le numerose applicazioni effettuate con successo in diversi ambiti di studio evidenziano come i rilievi LiDAR rappresentino una tecnica di rilievo accurata, precisa e versatile, in grado di affiancarsi (e in certi casi sostituirsi) alle tradizionali tecniche di rilievo topografico. La tecnologia LiDAR può permettere inoltre lo sviluppo di nuove applicazioni, consentendo di rilevare ad altissima risoluzione zone difficilmente monitorabili con altre tecniche di rilievo, in particolare nei confronti dei processi idrologici e geomorfologici legati alla formazione dei deflussi, all'erosione e ai fenomeni franosi superficiali.

2.4. Fotogrammetria

2.4.1 Principi e funzionamento

La fotogrammetria è una tecnica di rilievo che consente di ottenere informazioni riguardanti posizione, forma e dimensioni degli oggetti a partire dall'analisi di fotografie degli stessi acquisite secondo determinati criteri.

Da un punto di vista teorico, il suo sviluppo è addirittura antecedente all'invenzione della fotografia, e trova le sue basi nella geometria proiettiva (De Luca, 2011). A partire dagli anni '30 del secolo scorso, le tecniche fotogrammetriche hanno trovato largo impiego nel rilevamento aereo del territorio (fotogrammetria aerea) finalizzato alla realizzazione di carte topografiche con l'utilizzo di tecniche analogiche. In anni più recenti essa ha trovato crescente impiego nel rilievo delle architetture e dei beni culturali, utilizzando fotografie acquisite a breve distanza da terra. Dagli anni '90, con l'introduzione delle immagini digitali, la fotogrammetria è passata dalla *fase analitica* a quella *digitale*. Nel corso degli ultimi anni, gli sviluppi del settore digitale e informatico, combinati con i costi sempre più accessibili della strumentazione necessaria, hanno consentito l'impiego delle tecniche fotogrammetriche in un campo sempre più ampio di applicazioni, rendendo il processo competitivo in termini di costi con altre tecniche di telerilevamento e capace di integrarsi con esse (Baltsavias, 1999).

Dal punto di vista operativo, la metodologia può, dunque, venire distinta sulla base del tipo di presa:

- **fotogrammetria aerea** (o *aerofotogrammetria* oppure *fotogrammetria dei lontani*), basata sull'acquisizione di immagini da aeromobile; l'oggetto inquadrato è generalmente il territorio.
- **fotogrammetria terrestre** (o *fotogrammetria dei vicini – Close Range Photogrammetry*), quando le immagini vengono acquisite da macchine (*camere*) posizionate a terra, e le distanze tra gli oggetti e la camera da presa non sono superiori ai 200-300 m.

Il concetto di base della fotogrammetria è che la forma di un oggetto può essere riprodotta attraverso due sue immagini riprese da punti diversi dello spazio (Galletto e Spalla, 2013). Lo spazio 2D (le immagini) e quello 3D (gli oggetti reali) sono in relazione tra loro sulla base di precise relazioni matematiche e geometriche, proprie della *proiettività*. Tra i due spazi esiste una proiettività quando è possibile individuare una matrice di parametri che funga da

operatore di trasformazione tale che, individuato un generico punto A di un oggetto 3D, esista un corrispondente punto A' che descrive lo spazio 2D. La risoluzione della relazione è possibile sia per via analitica (mediante la risoluzione di un sistema di *equazioni di collinearità* in grado di esprimere le trasformazioni) che attraverso applicazioni della geometria descrittiva (Balletti, 2010). Come schematizzato in Figura 2.4.1, da una sola fotografia non è possibile ricavare informazioni tridimensionali (a meno che non si pongano particolari vincoli riguardanti la forma dell'oggetto, come ad esempio se fosse anch'esso piano). A ciascun punto 2D corrispondono infatti infiniti punti nello spazio 3D, ovvero tutti quelli che si possono ottenere mantenendo fisso il valore di una delle tre coordinate (ad esempio la *z*) e variando le restanti due. Al variare della *z* da -∞ a +∞ il punto dello spazio tridimensionale A descrive così una retta definita *retta proiettiva*, che congiunge il punto 2D A' al punto 3D A. Il punto di origine O rappresentato in Figura 2.4.1, per il quale passano tutte le rette proiettive, viene definito *centro della proiettività*. La fotografia può quindi essere considerata, con sufficiente approssimazione, una prospettiva centrale. Le rappresentazioni sulle diverse fotografie dei medesimi particolari prendono il nome di *punti omologhi*.

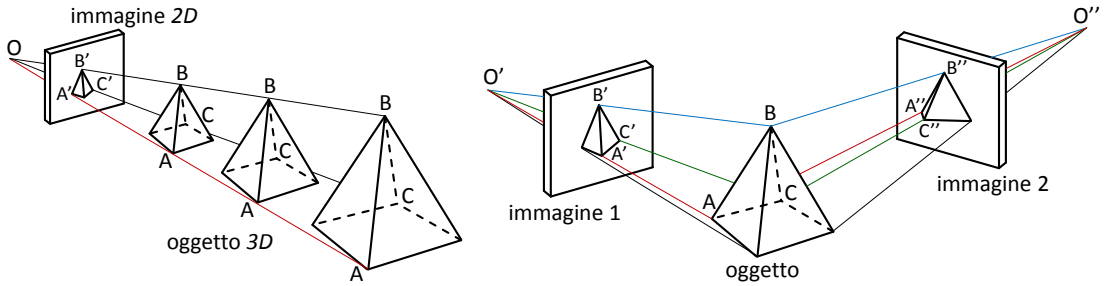


Figura 2.4.1 – Rappresentazione schematica di come da una singola immagine 2D possano essere ricavati infiniti modelli 3D (sinistra), mentre dall'utilizzo di due immagini si possa ricomporre l'oggetto originale in 3D (destra).

Nel rilievo fotogrammetrico si individuano tre fasi principali (Balletti, 2010; Cannarozzo et al., 2012):

1. **fase di acquisizione**: le operazioni riguardano la presa delle immagini fotografiche (descritta più in dettaglio in seguito).
2. **fase di orientamento**: riguarda le operazioni per la determinazione dei parametri della trasformazione che governano i rapporti tra lo spazio dell'oggetto 3D e quello dell'immagine 2D. Può essere individuata una prima sotto-fase di *orientamento interno*, nella quale vengono determinati i parametri che consentono la ricostruzione metrica

della proiezione centrale compensando le distorsioni delle immagini attribuibili alla configurazione dell'obiettivo. Tali parametri, uguali per tutti i fotogrammi del rilievo, sono legati alla camera utilizzata nella presa, e possono venire forniti in appositi documenti (certificati di calibrazione) oppure calcolati mediante apposite procedure di calibrazione. Segue quindi l'*orientamento esterno*, nel quale vengono prima determinate le posizioni relative dei due fotogrammi e del modello tridimensionale dell'oggetto in una scala arbitraria e con una giacitura spaziale generica (*orientamento relativo*), quindi il modello viene rototraslato e scalato in modo da riferirlo al sistema di riferimento assoluto (*orientamento assoluto*). Per quest'ultima parte risulta necessaria la conoscenza della posizione (in coordinate assolute *xyz*) di alcuni *punti di appoggio* relativi all'oggetto e chiaramente identificabili nei fotogrammi.

Sia i punti necessari all'orientamento relativo che i punti di appoggio richiesti per l'orientamento assoluto possono venire segnalati posizionando appositi segnali (*target*) facilmente identificabili per forma, dimensioni e colore. In alternativa, possono essere impiegati elementi naturali, per i quali valgono le stesse considerazioni di identificabilità espresse per i punti artificiali. L'utilizzo di elementi naturali per l'orientamento comporta in genere un'accuratezza minore, tuttavia il posizionamento di target artificiali non risulta sempre attuabile e conveniente.

3. **fase di restituzione**: noti tutti i parametri della trasformazione, si possono trasformare tutte le informazioni dello spazio 2D in quelle dello spazio 3D dell'oggetto, dando luogo alla restituzione dell'oggetto rilevato. Il risultato finale, realizzato mediante strumenti *restitutori*, può essere un disegno, una nuvola di punti a tre dimensioni o un'immagine ortoproiettata.

   In generale, i restitutori possono essere distinti in analogici, analitici e digitali. I primi sono stati praticamente soppiantati dai restitutori analitici, mentre quelli digitali sono costituiti da computer nel quale vengono caricate le immagini in formato digitale, ossia immagini costituite da matrici bidimensionali di toni di grigio o di colore.

Il tipo di camera utilizzato nei rilievi fotogrammetrici viene distinto in base alla modalità e alla precisione con cui è nota la geometria interna della camera. Tale informazione è relativa alla distorsione delle immagini acquisibili, e coincide con i parametri di orientamento interno. In relazione ad essa si possono distinguere tre tipologie:

- **camere metriche**: sono costosi strumenti realizzati appositamente per scopi fotogrammetrici e topografici, che permettono di raggiungere precisioni elevate.

L'obiettivo è in grado di limitare la distorsione radiale; le informazioni relative alla distorsione dovuta ad esso sono contenute nel certificato di calibrazione fornito dalla ditta produttrice.

- **camere semimetriche**: macchine non nate esclusivamente per la fotogrammetria, dotate tuttavia di un obiettivo calibrato meno complesso rispetto a quello delle camere metriche, rispetto al quale comporta distorsioni più pronunciate. Possono essere dotate di un reticolo calibratore (*reseau*) frapposto tra obiettivo e pellicola (oppure sensore, nel caso delle camere digitali), che consente di risalire alla deformazione del fotogramma.
- **camere amatoriali**: macchine fotografiche di uso comune, nelle quali i parametri di orientamento interno non sono elementi noti. La precisione è inferiore a quella ottenibile con le tipologie di camera precedenti. Il loro utilizzo richiede una preventiva *autocalibrazione* dei parametri di orientamento.

La determinazione dello spazio a tre dimensioni attraverso coppie di prese fotografiche bidimensionali viene definito *rilievo fotogrammetrico stereoscopico* o *stereofotogrammetria*. La visione naturale dell'uomo è anch'essa una visione di tipo stereoscopico, in quanto attraverso due punti di presa (gli occhi) è possibile apprezzare la tridimensionalità dello spazio reale.

Nel rilievo fotogrammetrico di un oggetto, quest'ultimo viene idealmente scomposto in diverse porzioni, ciascuna ripresa in due fotogrammi consecutivi; tali porzioni sono dette *modelli stereoscopici*. Affinché gli stessi punti dell'oggetto reale siano ripresi in almeno due fotogrammi consecutivi è necessario che tra i due fotogrammi sia presente un'area di sovrapposizione non inferiore al 50%, tuttavia per ridurre l'insorgere di problemi ed errori l'area di sovrapposizione impiegata è di almeno il 60% (Cannarozzo et al., 2012). Le condizioni ideali per il rilievo impongono inoltre che il rapporto tra la *base di presa b* e la *distanza di presa d* (rispettivamente, la distanza tra due successivi punti di presa e la distanza dall'oggetto da rilevare) sia compreso tra valori di 0.15 e 0.33 (Fig. 2.4.2). I parametri *b* e *d* vengono generalmente definiti in fase di pianificazione del rilievo, in funzione della scala di rappresentazione grafica richiesta.

L'orientamento della camera nei confronti dell'oggetto dovrebbe essere inoltre mantenuto il più possibile vicino al *nadir*, ossia essere perpendicolare ad esso. Andrebbero inoltre evitati, per quanto possibile, angoli di ripresa bassi, per i quali sia l'oggetto che i target possono subire distorsioni notevoli (Matthews, 2008).

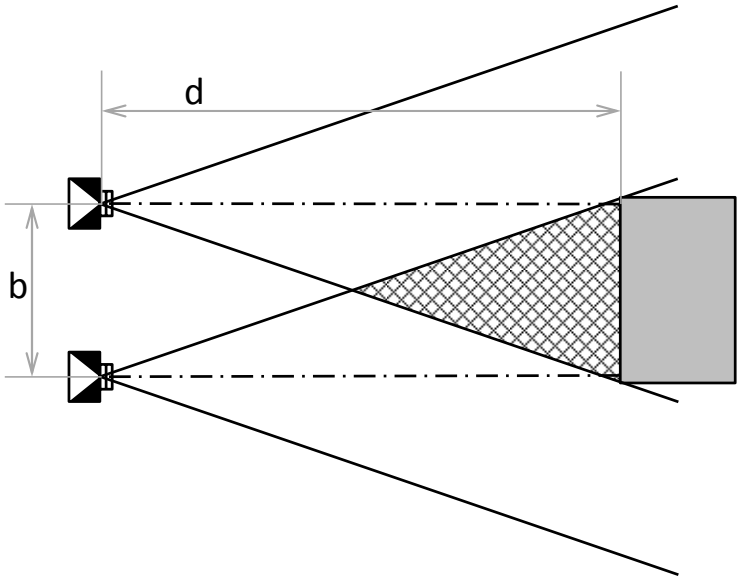


Figura 2.4.2 – Base di presa (b) e distanza di presa (d) nel rilevo fotogrammetrico stereoscopico.

Nel rilievo fotogrammetrico l'acquisizione dei fotogrammi può essere effettuata secondo diverse modalità (Fig. 2.4.3):

- **presa normale o stereoscopica**: gli assi della camera sono disposti tra loro paralleli e perpendicolari alla base di presa. Tale configurazione permette una soluzione analitica molto semplice e genera fotogrammi uniformi per qualità. Essendo stati ormai praticamente abbandonati i restitutori analogici, la semplicità di calcolo non risulta più essere un vantaggio decisivo come in passato, pertanto si preferisce adottare la tipologia di presa *pseudo-normale*.
- **presa pseudo-normale**: gli assi di presa risultano leggermente convergenti (max 4°-5°); questo consente prese più rapide rispetto alla presa normale, senza tuttavia compromettere le potenzialità stereoscopiche dei fotogrammi. Le operazioni di orientamento sono consentite da un insieme di punti di appoggio sull'oggetto.
- **presa inclinata parallela**: questo tipo di presa è adatta quando la distanza tra camera e oggetto fotografato è molto piccola. Gli assi possono essere inclinati rispetto alla base, conservando tuttavia il loro parallelismo.
- **presa convergente**: gli assi della camera formano un angolo qualsiasi con la base di presa. Il vantaggio consiste nel minor numero di fotogrammi necessari e nella maggiore rapidità del rilievo. Venendo tuttavia a mancare l'aspetto stereoscopico, questo tipo di presa viene utilizzata solamente nella fotogrammetria *non convenzionale*.

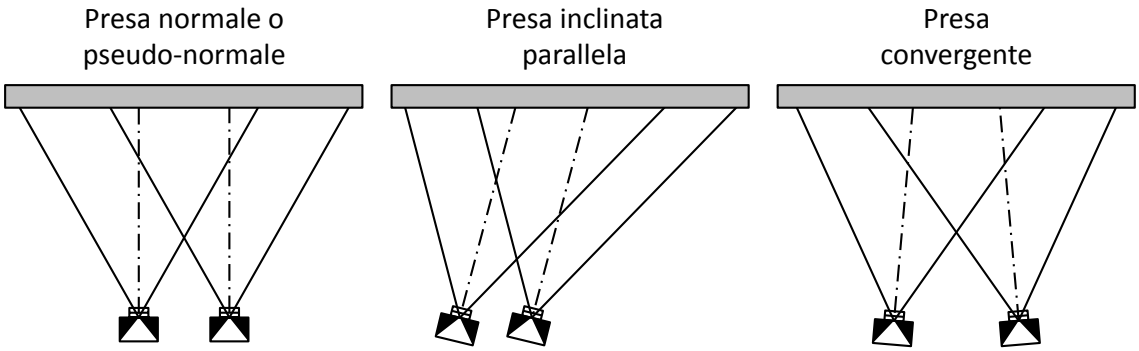


Figura 2.4.3 – Tipologie di presa nel rilievo fotogrammetrico.

Nella fotogrammetria *non convenzionale*, la restituzione non si avvale dei principi della stereoscopia, ma il trattamento dell'informazione avviene in *monoscopia* sui singoli fotogrammi. I vantaggi principali si possono evidenziare nel costo più contenuto della strumentazione necessaria (camere metriche e restitutori), nella minore specializzazione richiesta dal personale che effettua il rilievo, nella maggiore speditezza del rilievo non essendo necessario ottenere prese stereoscopiche ed essendo liberamente variabile per ogni presa la distanza tra la camera e l'oggetto (Fig. 2.4.4). La precisione globale del rilievo è però condizionata e risulta inferiore rispetto a quella ottenibile con camere metriche utilizzate secondo i criteri stereoscopici. L'alta ridondanza delle osservazioni può tuttavia compensare la minore precisione intrinseca del processo, e permettere l'individuazione e l'eliminazione degli errori grossolani. Il restitutore è rappresentato da un normale computer non dedicato, sul quale è stato installato un apposito software.

La risoluzione in termini di pixel della camera digitale è un parametro che va preso in considerazione nella pianificazione del rilievo fotogrammetrico, in quanto condiziona la risoluzione dell'oggetto in funzione della distanza di presa.

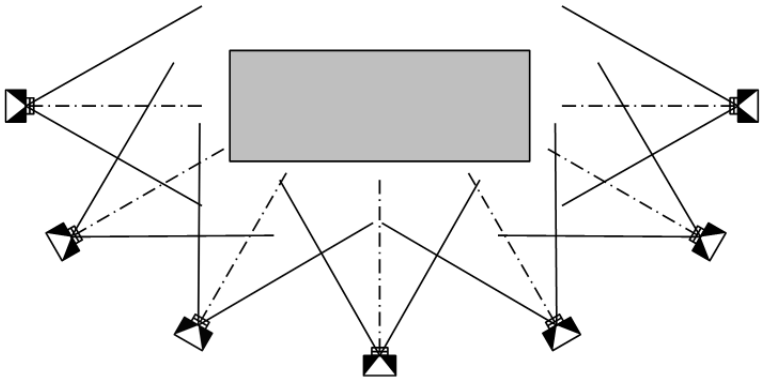


Figura 2.4.4 – Esempio di rilievo fotogrammetrico terrestre non convenzionale.

I recenti sviluppi degli ultimi anni nel campo informatico hanno visto un notevole sviluppo dei software per le elaborazioni fotogrammetriche basati sull'impiego di immagini digitali. In alcuni di essi vengono implementati opportuni sistemi di individuazione automatica dei punti omologhi, necessari alle procedure di orientamento, garantendo così una sensibile riduzione dei tempi necessari al processamento dei dati, se paragonati a quelli necessari per l'identificazione manuale dei punti. Un vantaggio dell'impiego di queste tecniche è inoltre la possibilità di includere automaticamente nella restituzione 3D l'informazione legata al colore dell'oggetto scansionato, ricavandola direttamente dalle immagini utilizzate.

L'insieme delle elaborazioni fotogrammetriche realizzate con le tecniche digitali sopra descritte prende il nome di *Modellazione Image Based* (Debevec, 1996). Lo schema metodologico delle elaborazioni di orientamento può essere riassunto come segue (Lowe, 2004; Brown e Lowe, 2007; Piermattei, 2013):

1. **estrazione delle feature**: vengono individuati i punti di legame (*keypoint*) utilizzando algoritmi di *blob-detection* come il SIFT (Lowe, 2004) che forniscono *feature* invarianti ai cambiamenti di scala, alle rotazioni e parzialmente invarianti ai cambiamenti di luminosità. L'impiego di tali algoritmi consente di ottenere, per ogni *feature* estratta, dei *descrittori* (vettori numerici composti da 64 o 128 elementi), i quali descrivono l'andamento del gradiente nell'intorno del punto associato.
2. **matching delle feature**: viene creato il set delle corrispondenze che consente di effettuare le successive elaborazioni di *Bundle Adjustment*. In questa fase le corrispondenze sono determinate per coppie di immagini mediante un confronto per similarità tra i descrittori. Il calcolo della distanza euclidea è uno dei metodi più utilizzati per determinare quanto siano simili due descrittori.

   Queste prime due fasi determinano le elaborazioni successive e l'accuratezza della calibrazione finale.
3. **individuazione degli outlier**: l'individuazione dei punti omologhi mediante il criterio del rapporto di distanza genera una percentuale di *outlier* non trascurabile. Per eliminare le corrispondenze errate si usano delle tecniche di stima degli errori basate sul modello matematico che descrive la geometria epipolare, a partire dal set di corrispondenze individuate dalle operazioni di *feature matching*. Fissata una tolleranza, si individuano i punti appartenenti al *dataset* che si conformano al modello matematico.
4. **propagazione delle corrispondenze**: le corrispondenze presenti su ogni coppia d'immagini vengono propagate su tutte le altre immagini che ritraggono lo stesso

soggetto. In questo modo il blocco d'immagini può venire determinato sulla base dei punti di legame.

5. **orientamenti delle camere (Bundle Adjustment)**: le corrispondenze estratte dall'intero blocco d'immagini consentono, mediante l'impiego di un algoritmo di *Bundle Adjustment*, di determinare gli orientamenti delle fotocamere e le coordinate spaziali dei punti di legame. Il *Bundle Adjustment* è un metodo risolutivo ai minimi quadrati per sistemi non lineari che minimizza l'errore di riproiezione dei punti di legame variando i parametri di orientamento esterno (e in alcuni casi interno) delle camere. L'output è costituito dalle coordinate tridimensionali delle *feature* e dai parametri di orientamento interno (lunghezza focale, punto principale, distorsioni radiali) ed esterno (matrice di rotazione, vettore di traslazione).

In Figura 2.4.5 si può osservare, a titolo d'esempio, la restituzione 3D in formato TIN (*Triangular Irregular Network* – v. Par. 2.2.1) colorato di un rilievo fotogrammetrico eseguito su alcuni versanti del Torrente Moscardo (v. Cap. 3) realizzato secondo metodi di *Image Based Modeling*.

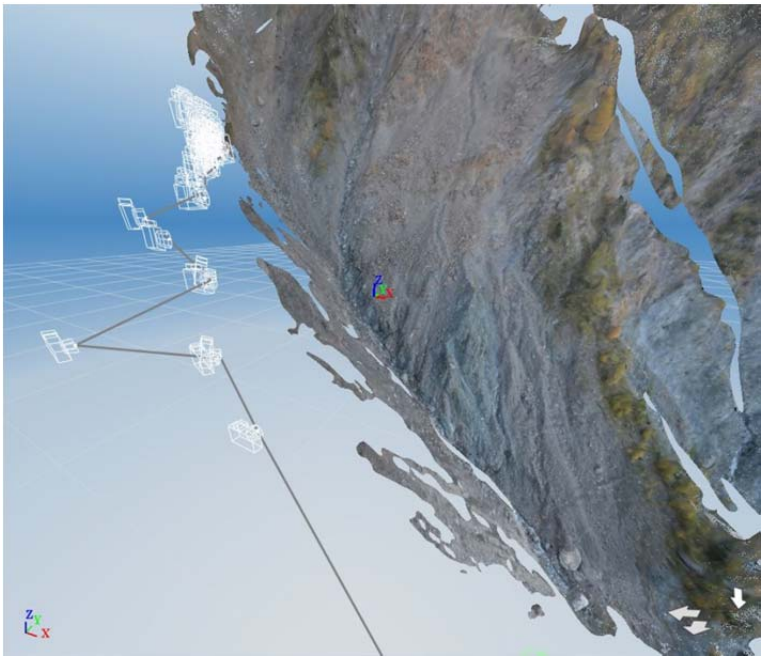


Figura 2.4.5 – Restituzione fotogrammetrica 3D (Triangular Irregular Network) di un versante del Torrente Moscardo realizzata con il software Autodesk 123d Catch. A sinistra sono riportate le posizioni di presa delle immagini.

L'elaborazione riportata in figura è stata effettuata utilizzando una camera amatoriale e il software *freeware* Autodesk 123d Catch. La procedura prevede che le immagini, acquisite con

una camera amatoriale, vengano trasmesse ad un server per le elaborazioni. I processi di orientamento e restituzione vengono quindi realizzati in maniera automatica, contenendo così i tempi di elaborazione da parte dell'operatore a quelli di caricamento delle immagini e di attesa della restituzione. Verosimilmente, la qualità della restituzione sarà inferiore a quella ottenibile utilizzando tecniche e software in grado di offrire maggiore precisione. La scelta delle tecniche e degli strumenti da utilizzare per il rilievo e le successive elaborazioni fotogrammetriche dovrà essere fatta, come per qualsiasi tipo di rilievo, sulla base di un bilancio in cui devono venire considerati gli obiettivi del lavoro, la precisione richiesta, i mezzi a disposizione, i limiti in termini di tempi e costi sostenibili.

L'acquisizione delle immagini nel rilievo fotogrammetrico terrestre a corto raggio deve soddisfare determinati criteri che condizionano la precisione e la qualità della restituzione finale:

- **risoluzione delle immagini**: condiziona la precisione e la scala del rilievo. Il parametro è dipendente dalla camera utilizzata.
- **calibrazione della camera**: l'utilizzo di una camera calibrata con precisione può garantire una maggiore qualità del modello finale.
- **impostazione della camera**: la messa a fuoco, se regolabile, andrebbe impostata su infinito, l'apertura del diaframma a f/8. Lo zoom della camera deve essere mantenuto fisso per tutto il rilievo (può essere utile bloccarlo con del nastro adesivo).
- **angoli d'incidenza**: l'angolo ideale formato dalla camera nei confronti dell'oggetto è di 90°. Angoli sottesi troppo stretti incidono in maniera negativa sulla qualità del rilievo.
- **rapporto b/d**: il rapporto tra la base di presa (b) e la distanza di presa (d) andrebbe mantenuto in un intervallo compreso tra 0.15 e 0.33.
- **sovrapposizione**: tra le prese consecutive è consigliata una sovrapposizione minima del 60%.
- **foto ridondanza**: la posizione di un punto risulta maggiormente accurata se è presente in più immagini (minimo due).
- **target**: l'impiego di *target* artificiali aumenta la precisione rispetto all'uso di *feature* naturali.
- **condizioni di luminosità**: durante il tempo del rilievo le condizioni di luminosità devono variare il meno possibile. Le condizioni ideali sono quelle di luce diffusa (cielo nuvoloso), in cui le ombre sono assenti (poiché possono venire interpretate come *feature*).

- **stabilità della presa**: immagini mosse influiscono negativamente sulla qualità, pertanto può essere utile montare la camera su un cavalletto.
- **caratteristiche dell'oggetto**: la ricostruzione fotogrammetrica di oggetti che presentano superfici prive di contrasto o riflettenti (es. neve fresca, acqua) può influire pesantemente sulla qualità dell'elaborazione, eventualmente rendendola non possibile.
- **vegetazione**: la presenza di elementi di vegetazione influisce negativamente sulla qualità dell'elaborazione, soprattutto se finalizzata all'acquisizione del DEM del terreno.

2.4.2 Applicazioni nel settore geomorfologico e integrazione con tecniche LiDAR

Gli sviluppi nel campo digitale e informatico, unitamente all'accessibilità dei costi necessari per il rilievo e l'elaborazione dei dati, hanno consentito l'affermarsi delle tecniche di fotogrammetria digitale in un campo sempre più vasto di applicazioni. Tralasciando le applicazioni aeree per fini topografici e quelle terrestri per scopi architettonici, in ambito geomorfologico la possibilità di ottenere DEM ad alta risoluzione in maniera automatizzata ha rappresentato un aspetto di notevole interesse per la rappresentazione della morfologia e per gli studi connessi alle variazioni morfologiche a diversa scala (Chandler, 1999).

Tra i numerosi studi relativi all'impiego delle tecniche fotogrammetriche per fini geomorfologici, si riportano di seguito alcuni esempi.

In uno studio sulla fattibilità dell'impiego della fotogrammetria aerea *Image Based* per il monitoraggio dei cambiamenti della morfologia glaciale, Baltsavias et al. (1999) hanno evidenziato le potenzialità delle tecniche per l'ottenimento di DEM ad elevata risoluzione e precisione, confrontabile in termini di risultati con quelle ALS.

Alcuni esempi dell'integrazione tra i dati aerofotogrammetrici e quelli TLS sono presentati in Bitelli et al. (2004) per il monitoraggio dei corpi di frana, in Pesci et al. (2007) per la ricostruzione della topografia del cratere principale del vulcano Vesuvio, in Buckley et al. (2009) per la modellazione di superfici rocciose ad elevatissima pendenza. Nonostante questi studi siano maggiormente incentrati sulle potenzialità dei rilievi TLS, vengono fornite utili indicazioni in merito alle procedure di registrazione dei dati (*datafusion*).

L'utilizzo di camere amatoriali per rilievi fotogrammetrici aerei *Image Based* è stato testato da Marzolff e Poesen (2009). Come vettore è stato impiegato un dirigibile lungo 11 m,

la cui quota di volo era limitata dalla lunghezza delle corde a 300 m da terra. Il rilievo ha consentito di rilevare i cambiamenti morfologici che hanno interessato due canaloni (*gully*) nella Spagna meridionale. Il tipo di morfologia nei confronti del punto di presa (incisioni "a V" oppure "a U", rispettivamente caratterizzate da pareti inclinate e verticali) e la presenza di vegetazione risultano essere aspetti condizionanti i tempi e le tecniche di rilievo e di editing.

Il confronto tra tecniche fotogrammetriche terrestri e tecniche TLS, nell'ottica di una loro integrazione in ambito geomorfologico, è riportato in diversi studi; a titolo d'esempio si possono citare i lavori di Lim et al. (2005), Kolecka (2011), Ravanel e Curtaz (2011).

Lo studio di Lim et al. (2005) è stato condotto su alcune scogliere delle coste inglesi per analizzarne le variazioni. I risultati ottenuti hanno sottolineato le potenzialità delle tecniche fotogrammetriche terrestri per il monitoraggio delle variazioni in morfologie (pareti verticali) nei confronti delle quali i rilievi aerei non possono risultare adeguati.

L'integrazione fra TLS e fotogrammetria terrestre è analizzata anche da Sturzenegger e Stead (2009) ai fini della caratterizzazione delle discontinuità rocciose in ambito geologico. Nello studio viene in particolare investigata l'accuratezza relativa a diverse tecniche di registrazione tra i *dataset* TLS e quelli fotogrammetrici.

I diversi studi sinteticamente esposti evidenziano le potenzialità dei rilievi fotogrammetrici digitali e il miglioramento dei risultati raggiunto negli ultimi anni, grazie ai progressi nel campo digitale e informatico. La qualità dei modelli ottenibili rende possibile l'efficace integrazione con le tecniche di telerilevamento intrinsecamente più accurate, come ad esempio ALS e TLS. Oltre alla necessità del controllo della qualità dei modelli ottenuti, risulta di fondamentale importanza la corretta impostazione dei rilievi e delle procedure di editing (orientamento e restituzione). La redazione di protocolli e di linee guida per l'appropriata conduzione dei rilievi e per il processamento dei dati è un aspetto che sta acquisendo crescente interesse, soprattutto nell'ottica dell'integrazione di dati provenienti da diverse fonti e realizzati a diversa scala temporale.

3. L'AREA DI STUDIO: IL TORRENTE MOSCARDO

3.1. Inquadramento generale

Il Torrente Moscardo è un piccolo corso d'acqua delle Alpi Carniche, situato nel comune di Paluzza in provincia di Udine (Figg. 3.1 e 3.2). Affluente in sinistra del Torrente But, quest'ultimo a sua volta affluente di sinistra del Fiume Tagliamento, il Moscardo drena il versante occidentale del monte Paularo (2043 m s.l.m.). I principali parametri morfometrici sono riportati in Tabella 3.1.

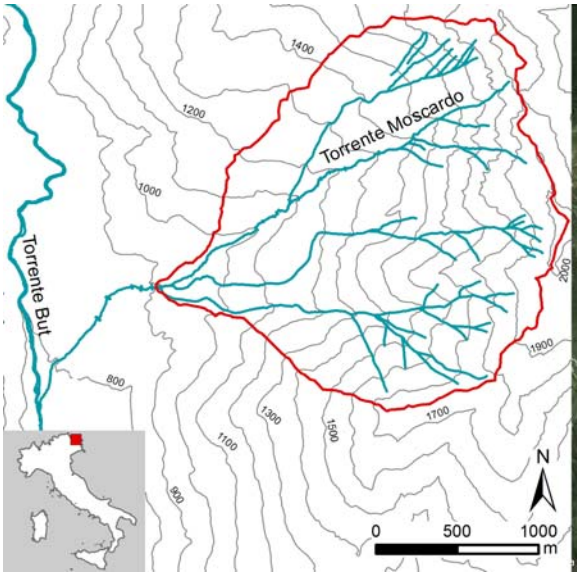


Figura 3.1 – Inquadramento del Torrente Moscardo.

Figura 3.2 – Inquadramento 3D del bacino del Torrente Moscardo (da Google Earth).

Tabella 3.1 – Principali parametri morfometrici del bacino del Torrente Moscardo.

Area Bacino (km^2)	Quota max (m)	Quota min (m)	Quota media (m)	Pendenza media (%)	Pendenza media asta (%)	Lunghezza asta (m)
4.1	2043	890	1488	63	37	2760

La vegetazione del bacino rispecchia quella generale della montagna friulana. Circa il 64% della superficie è costituito da bosco a prevalenza di conifere (*Abies alba* Mill. e *Picea abies* (L.) Karst.) con presenza di *Fagus sylvatica* L.. Parti dei pascoli in quota sono attualmente

ricolonizzati da *Larix decidua* Mill.. Arbusti montani coprono il 18% della superficie, mentre il rimanente 18% è caratterizzato da suolo nudo.

Le condizioni climatiche sono quelle tipiche delle Alpi Orientali, con precipitazioni abbondanti (media annuale: 1660 mm con 113 giorni piovosi per anno), inverni secchi e freddi ed estati miti.

Le precipitazioni più abbondanti si registrano nei mesi di ottobre e novembre, in cui le medie mensili possono raggiungere i valori di 170-180 mm. Nei mesi estivi, invece, le precipitazioni si assestano intorno a valori medi mensili di 150-170 mm. I mesi invernali sono caratterizzati da precipitazioni in prevalenza nevose; le relative medie mensili sono comprese tra gli 80 e i 100 mm.

Le colate detritiche nel Torrente Moscardo hanno generalmente luogo durante i mesi estivi, a causa della combinazione di precipitazioni intense e della disponibilità di sedimento accumulatosi nei canali durante i mesi invernali e primaverili.

3.2. Inquadramento geologico e geomorfologico

Il bacino è inserito nel tratto centrale della Catena Paleocarnica, ed è caratterizzato dalle seguenti formazioni (Fig. 3.3 – Dini e Selleroni, 2004):

- **Formazione dell' Hochwipfel** (Carbonifero medio). È costituita da un'alternanza di argilliti, siltiti e arenarie, con intercalazione di conglomerati e rocce eruttive. Raggiunge lo spessore massimo di circa 1000 metri, e presenta un debole grado di metamorfismo. Tale formazione affiora nella parte nord-orientale del bacino.
- **Formazione del Dimon** (Carbonifero medio). È composta da due diverse unità litologiche, una vulcanica e una flyschoide. La quasi totalità dei monti Paularo e Dimon è costituita dalla facies flyschoide, ed è composta da torbiditi silico-clastiche alternate con arenarie verdastre e siltiti-argilliti in stratificazione da centimetrica a metrica, a volte intercalate da argilliti e siltiti rosse verso l'alto della sequenza. Lo spessore totale della formazione si aggira probabilmente intorno ai 1000 metri. La facies vulcanica è rappresentata da una sequenza di vulcaniti e tufi costituita da diabasi spilitici, spiliti massicce, lave a cuscino (*pillow-lavas*) e brecce a cuscino (*pillow-breccias*), affiorante alla sommità dei monti Paularo e Dimon, nella parte sud-orientale.

Complessivamente, le due formazioni caratterizzanti il bacino sono note in letteratura anche con il nome di *flysch ercinico*.

I depositi quaternari sono rappresentati da:

- **Coperture eluviali e paleodetriti di frana**. Derivano dal disfacimento del substrato roccioso; il loro spessore è in genere compreso tra 1 e 2 metri. Si sviluppano su detriti morenici rimaneggiati e antichi corpi di frana. La matrice è sabbioso-limosa con abbondante argilla e clasti di natura siltoso arenacea piuttosto angolosi. La morfologia risulta piuttosto accidentata con un continuo susseguirsi di piccole depressioni e ripide scarpate. In corrispondenza delle lenti argillose si riscontrano sorgenti caratterizzate da una portata consistente.
- **Depositi morenici**. Sono caratterizzati da eterogeneità per quello che riguarda composizione e granulometria. I ciottoli, di dimensioni modeste, sono immersi in una matrice sabbioso-limosa.
- **Detrito di versante**. Costituito da clasti spigolosi di dimensioni anche considerevoli, deriva in prevalenza da crolli dalle pareti sovrastanti.
- **Depositi alluvionali**. Sono rappresentati da clasti arrotondati, abbastanza omogenei sotto il profilo litologico ma eterogenei sotto quello granulometrico. Si trovano lungo l'asta torrentizia principale.

L'incisione del torrente, impostata in direzione NE-SO, è impostata nella fascia cataclastica corrispondente alla "Linea del Rio Moscardo" (Spalletta et al., 1979), il cui piano di faglia non è facilmente riconoscibile.

La carta geomorfologica del bacino del Moscardo è rappresentata in Figura 3.4.

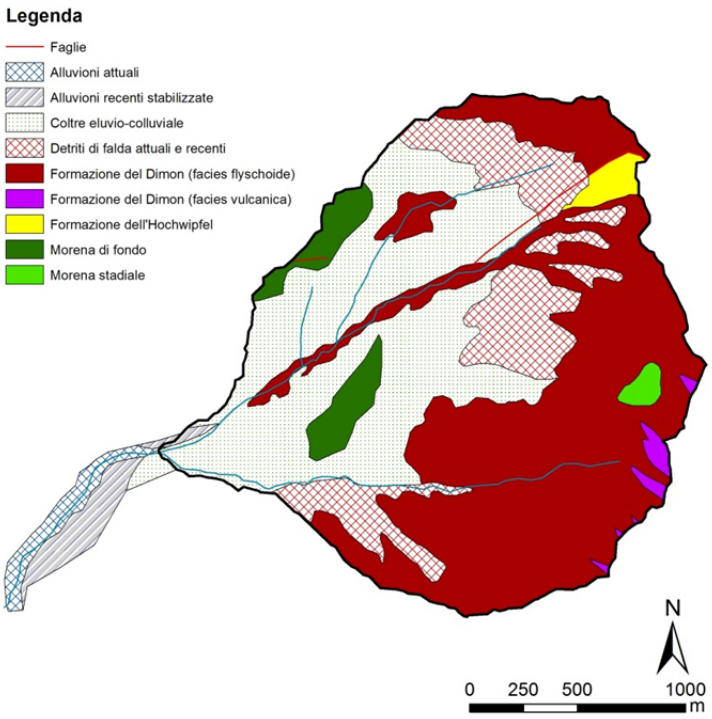


Figura 3.3 – Carta geologica del bacino del Torrente Moscardo (da Dini e Selleroni, 2005).

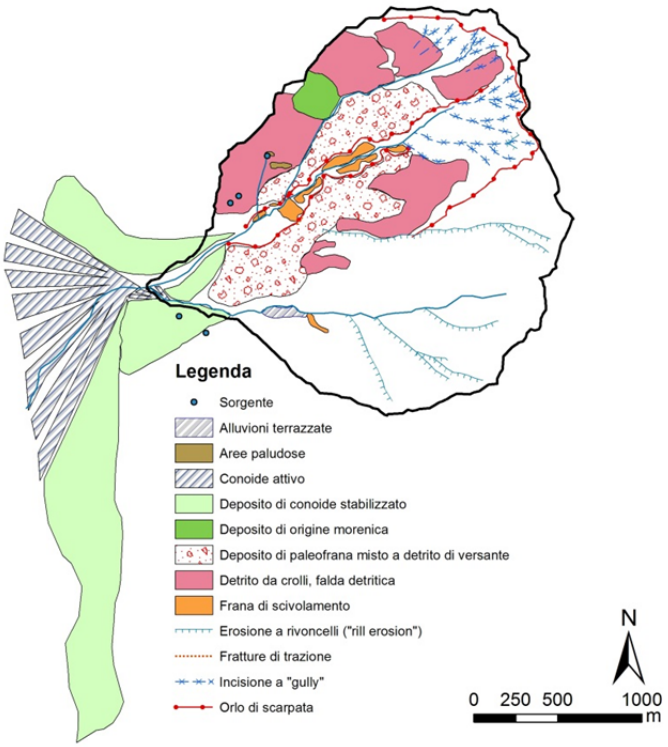


Figura 3.4 – Carta geomorfologica del bacino del Torrente Moscardo (da Dini e Selleroni, 2005).

L'intero bacino del Moscardo è interessato da una paleo-frana che si estende per oltre 2 km^2 per un volume stimato in circa 2 milioni di m^3 (Fig. 3.5), attivatasi in seguito al ritiro dei ghiacciai würmiani circa 18000 anni fa (Venturini, 2011; Marcato et al., 2012). Il cedimento fu causato dall'innescarsi di una deformazione gravitativa profonda di versante, la cui profondità stimata è compresa tra i 150 e i 200 metri dalla superficie del terreno.

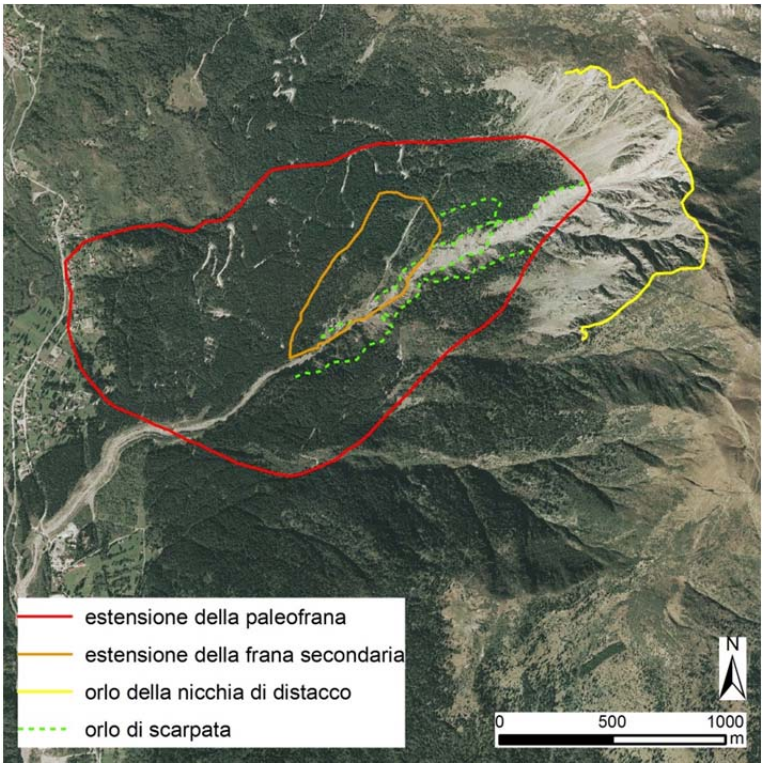


Figura 3.5 – Estensione della paleo-frana causata dalla deformazione gravitativa profonda che interessa il bacino del Torrente Moscardo (in rosso). È riportato l'orlo della nicchia di distacco (in giallo) e la frana roto-traslazionale secondaria (in arancione) che interessa la confluenza del Moscardo con il Rio dei Laris (modificato da Marcato et al., 2012).

I due principale affluenti del Torrente Moscardo sono il Rio dei Laris e il Rio Cenglarins (Fig. 3.6).

Il Rio dei Laris, in destra idrografica, proviene da una vasta area in frana al di sopra del limite del bosco. Diversi canali di colata in erosione confluiscono in un tratto sostanzialmente considerabile come in equilibrio. L'ultimo tratto dell'alveo è rivestito in calcestruzzo e lamiera, su cui è stata realizzata una serie di briglie in legname e pietrame fino alla confluenza nel Torrente Moscardo.

Il Rio Cenglarins, in sinistra idrografica, presenta caratteristiche di equilibrio, ad eccezione di un'area in frana a circa 1185 metri di quota. Nella carta topografica dell'IGM in

scala 1:25000 del 1962, il rio viene indicato con il nome di Rio Paularo, poiché confluiva direttamente nel But anziché nel Moscardo. Osservazioni di campagna, interpretazione di foto aeree e dei DTM confermano la possibilità che nel passato il rio potrebbe non essere stato affluente del Moscardo (Dini e Selleroni, 2005).

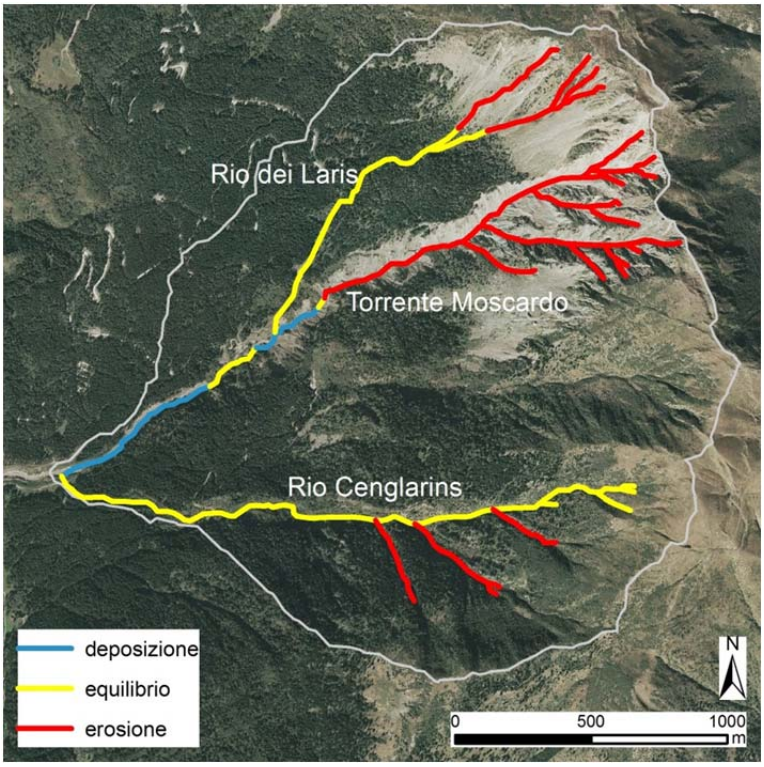


Figura 3.6 – Classificazione della rete idrografica del bacino del Torrente Moscardo (da Dini e Selleroni, 2005).

Ai detriti provenienti dalla disgregazione dei versanti in roccia che costituiscono la testata del bacino ad elevata acclività si aggiungono i depositi morenici e di paleofrana a costituire una consistente quantità di materiale solido mobilizzabile a seguito di intensi e concentrati eventi meteorici. Le colate detritiche e le piene con elevato carico solido che ne derivano, localmente soprannominate "*La Muse*", possono verificarsi anche più volte all'anno. È significativo evidenziare come il toponimo potrebbe essere stato mutuato dal tedesco *Muse*, con l'inequivocabile significato di *poltiglia*, *pappa*, *purea* (Venturini, 2011). Causa dell'enorme disponibilità di materiale mobilizzabile è anche l'incisione longitudinale del torrente del vasto corpo di frana costituito da materiale di origine morenica misto a depositi eluvio-colluviali, seguito in profondità da uno spessore anche di alcune decine di metri di materiale di natura arenaceo-siltitica. Tale ammasso detritico costituisce fonte di sedimento sia dalle sponde che dall'alveo nella parte medio-alta del bacino.

La ricorrente sovrapposizione di successivi episodi di colata ha nel tempo dato forma ad un ampio conoide di deiezione che presenta una spiccata asimmetria plano-altimetrica, che denota come le colate più consistenti tendano ad arrestarsi a distanza relativamente ridotta dal punto di fuoriuscita dal bacino. Il settore meridionale si sviluppa invece lungo l'asse meridionale per circa 2 km (Arattano et al., 1996).

La pendenza media del conoide nella parte centrale del settore attivo è del 13%, mentre nella parte meridionale si aggira intorno al 7-8%.

3.3. Interazioni antropiche

La spiccata predisposizione del bacino del Moscardo a produrre detrito e mobilizzarlo durante intensi eventi meteorici ha da sempre condizionato le popolazioni della zona.

Una leggenda dell'alta valle del But narra che un tale di nome Silverio, per aver giurato il falso in una disputa riguardante la proprietà di un terreno, fu dannato per l'eternità a erodere la montagna a colpi di piccone. Questa leggenda può venire vista come un modo "fantasioso" per spiegare la continua e ininterrotta erosione delle pendici occidentali del monte Paularo. Durante un suo soggiorno nella vicina Arta Terme, Giosuè Carducci dedicò nella sua ode *In Carnia* alcune rime al "dannato del Moscardo":

Su la rupe del Moscardo
è uno spirito a penar
sta con una clava immane
la montagna a sfracellar

Il succedersi negli anni degli eventi di colata ha portato a un lento ma continuo innalzamento del conoide e dell'alveo nel suo tratto terminale. Nel XIII secolo d.C. un evento di elevatissima magnitudo provocò uno sbarramento del Torrente But e la conseguente formazione di un lago che occupò quella che attualmente è la superficie pianeggiante compresa tra Cleulis e Timau (Dini e Selleroni, 2005).

Alcune ricerche del geografo Olinto Marinelli (1898) testimoniano che il lago da sbarramento è ricordato in un documento del 1442, nel secolo XVI, in carte geografiche del secolo XVII e in una carta del 1738, mancando invece nelle carte successive fino all'inizio del secolo XIX in quanto, come documentato, il lago si estinse alla fine del XVIII secolo. Il lago, tuttavia, risulta essere presente nella carta di Von Zach (circa 1800). L'ultima formazione del

lago risale al 1829, e perdurò per quasi 40 anni. Esso tuttavia non compare nella carta del 1833, basata su elementi di circa 10 anni prima (Dini et al., 2004).

Nei primi decenni del XX secolo la parte attiva del conoide era nettamente più ampia di quella attuale; evidenze di questa attività sono riscontrabili oltre che dalle foto dell'epoca anche da elementi tipici dei depositi di colate detritiche, quali grossi massi isolati, depositi lobati e argini laterali.

Negli anni '70 vennero realizzate diverse opere idrauliche finalizzate alla regimazione del torrente. Un tentativo di regimazione delle colate con l'impiego di barriere a "tetrapodi" si rivelò fallimentare, in quanto la barriera fu scalzata l'anno successivo alla sua messa in opera. Nel tratto intermedio compreso tra i 1300 e i 995 metri di quota vennero realizzate una serie di briglie in calcestruzzo di altezza variabile tra i 3 e i 10 metri, allo scopo di stabilizzare la quota di fondo dell'alveo.

Ulteriori opere vennero realizzate negli anni successivi, sempre mirate ad impedire l'approfondimento dell'alveo e a favorire la deposizione delle colate di minore entità. Attualmente alcune di esse, in particolare quelle più a monte, risultano danneggiate, aggirate, sottoscavate o addirittura crollate.

Il tratto di torrente che interessa il conoide è allo stato attuale confinato da un'arginatura di altezza variabile tra i 3 e i 5 metri, presenta una larghezza al fondo di circa 15 metri ed è interessato da una serie di soglie in calcestruzzo.

Nell'ambito del Piano per l'Assetto Idrogeologico (L. 267/98 e L. 356/00) il bacino comprensivo di una parte del conoide è stato classificato come area a pericolosità P4 (molto elevata) per fenomeni di colata detritica.

3.4. Indicatori geomorfometrici e idrologici

Per meglio comprendere le dinamiche di trasporto che interessano il Torrente Moscardo, di seguito si riportano alcune analisi geomorfometriche e idrologiche condotte a scala di bacino.

La base di dati su sono state condotte le analisi è rappresentata dai dati LiDAR ALS acquisiti da uno strumento Optech ALTM 3100EA montato su elicottero il giorno 14/06/2013. L'altezza media del volo è stata circa 500 m da terra, la velocità di avanzamento 50 nodi, lo *scan angle* totale 42°, la frequenza dell'impulso emesso 100 KHz. La densità media delle 19 strisciate è di 15.03 punti m^{-2} per quello che riguarda la densità totale e di 12.66 punti m^{-2} per la densità

dell'ultimo ritorno; l'intervallo di valori è compreso rispettivamente tra 7.92 e 38.43 e tra 6.78 e 35.08 punti m^{-2} (Fig. 3.7). La densità media nelle aree a suolo nudo del bacino è 8.79 punti m^{-2}.

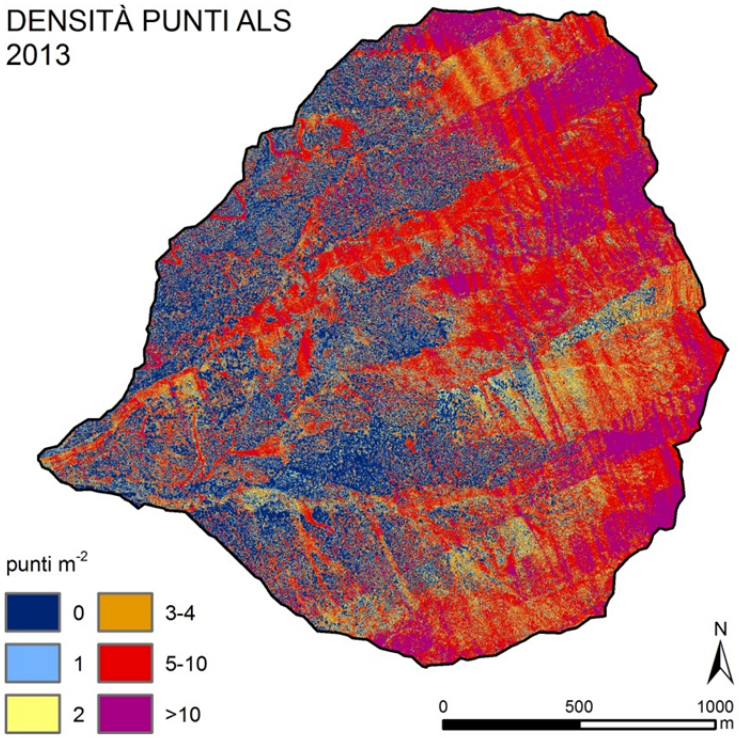


Figura 3.7 – Densità del rilievo ALS del 14/06/2013 espressa in punti m^{-2}.

I dati del rilievo LiDAR aereo sono stati elaborati con il software Microstation V8i, pacchetto TSolid (TScan, TModel) della Bentley®. Dopo una prima eliminazione delle aree di sovrapposizione tra le strisciate, sono stati classificati i falsi echi e si è proceduto ad una classificazione automatica dei punti *ground*, operando in seguito un controllo manuale per la correzione di eventuali errori commessi dalla procedura automatica. È stata prodotta una griglia di punti impiegando il *lattice model*, successivamente convertita in file ASCII Grid per ottenere un DEM raster alla risoluzione di 0.5 m.

Per ovviare a problemi computazionali ai fini delle analisi geomorfometriche a scala di bacino, la risoluzione del DEM è stata portata a 5 m (Fig. 3.8). Il valore di ciascuna cella del nuovo DTM è stato calcolato come media dei valori delle celle del DTM 0.5 m ricadenti entro lo spazio delle nuove celle.

Riguardo al significato dei singoli parametri/indicatori riportati di seguito si rimanda alle rispettive descrizioni di cui al Paragrafo 2.2.2.

Si riportano i seguenti tematismi:

- Fig. 3.9 *Pendenza percentuale*
- Fig. 3.10: *Esposizione*
- Fig. 3.11: *Scabrezza topografica*, calcolata su una finestra di 5x5 celle
- Fig. 3.12: *Curvatura di profilo*
- Fig. 3.13: *Curvatura planare*
- Fig. 3.14: *Area drenata*
- Fig. 3.15: *Reticolo di sintesi*
- Fig. 3.16: *Stream Power Index* (*SPI*)
- Fig. 3.17: *Dimensionless Stream Power Index* (*DSPI*), valore di soglia 100 m
- Fig. 3.18: *Wetness Index* (*WI*)
- Fig. 3.19: *Indice di Melton*

I tematismi *Area drenata*, *Reticolo di sintesi*, *SPI*, *DSPI*, *WI* e *Indice di Melton* sono stati calcolati utilizzando l'algoritmo D-infinito (D∞).

Dall'elaborazione del reticolo idrografico di sintesi (utilizzando il metodo proposto da Sofia et al., 2011) è stata rilevata una discrepanza con il reticolo idrografico presente nella cartografia ufficiale della regione (Fig. 3.20) in merito ad un corso d'acqua effimero affluente del Rio Cenglarins. Un sopralluogo è stato condotto nel mese di agosto 2013 per verificare la situazione, ed è emersa come corretta quella identificata dal reticolo di sintesi.

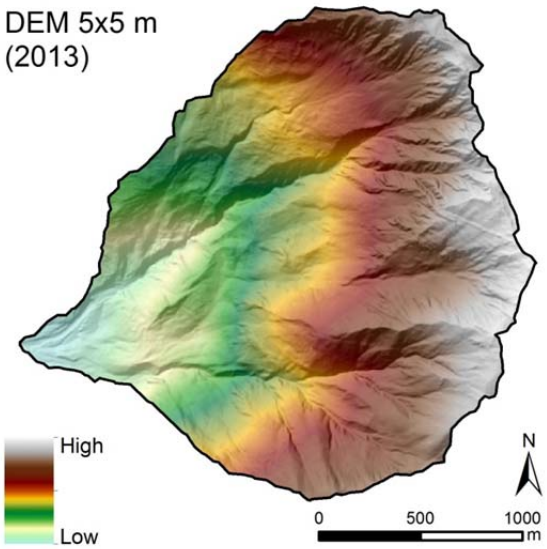


Figura 3.8 – DTM 5x5 m.

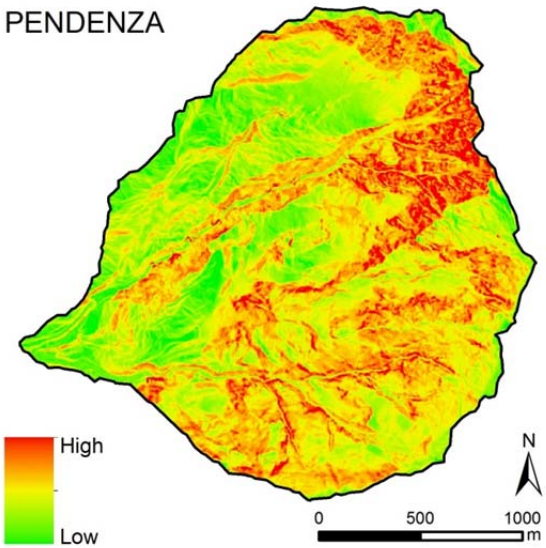


Figura 3.9 – Pendenza percentuale.

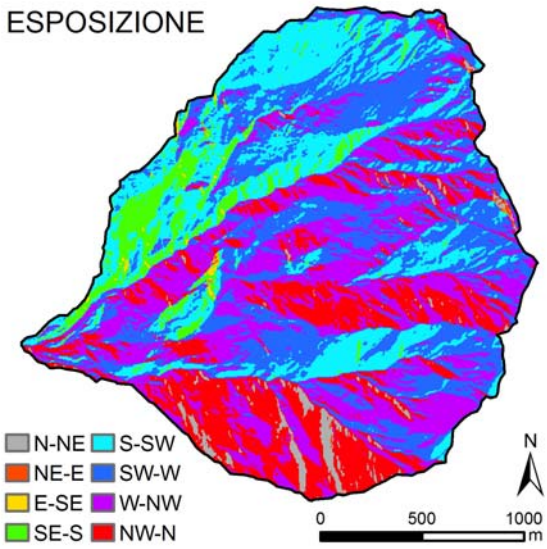


Figura 3.10 – Esposizione.

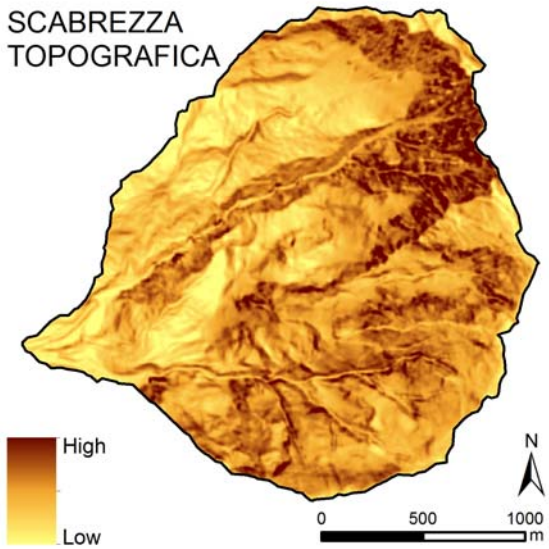


Figura 3.11 – Scabrezza topografica.

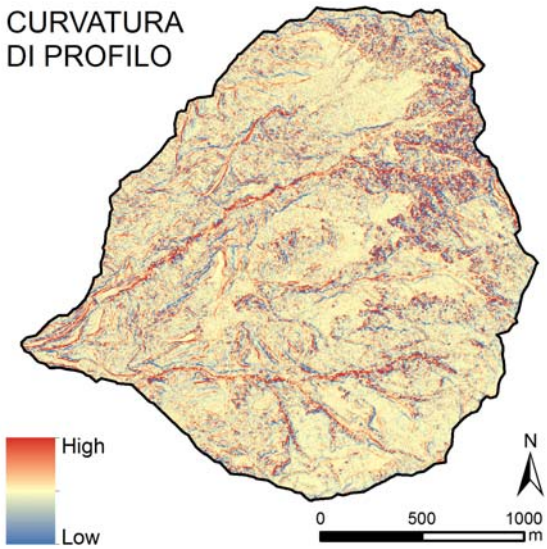


Figura 3.12 – Curvatura di profilo.

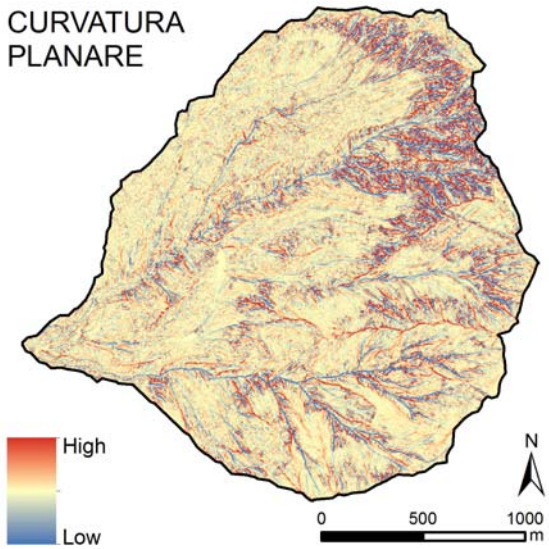


Figura 3.13 – Curvatura planare.

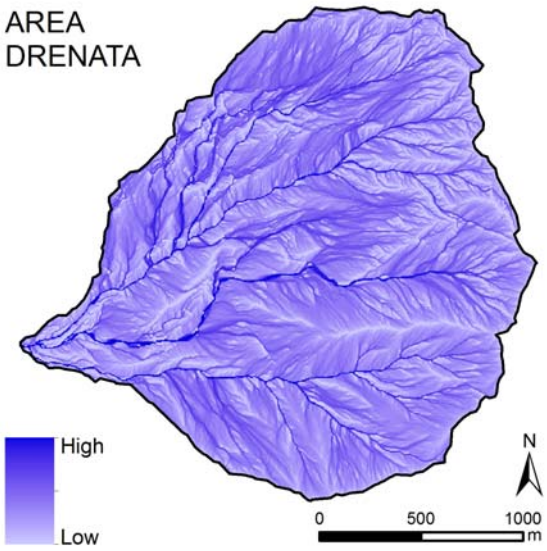


Figura 3.14 – Area drenata.

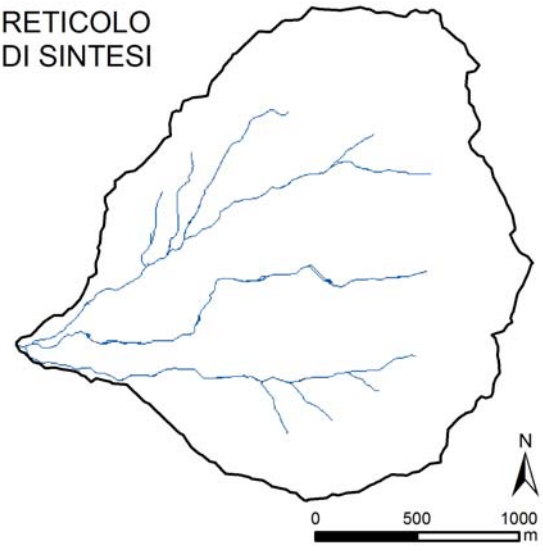


Figura 3.15 – Reticolo di sintesi.

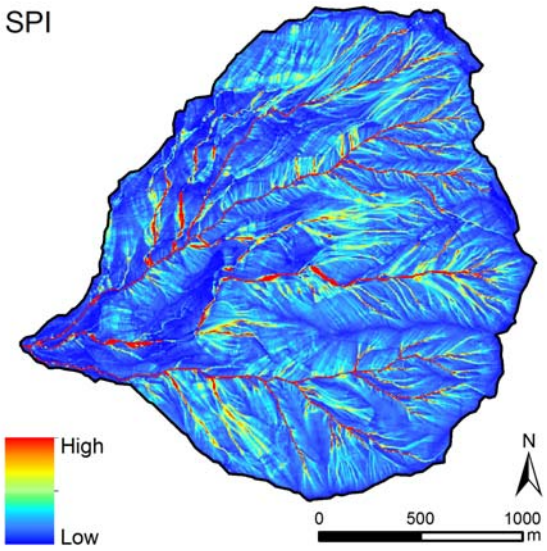


Figura 3.16 – Stream Power Index (SPI).

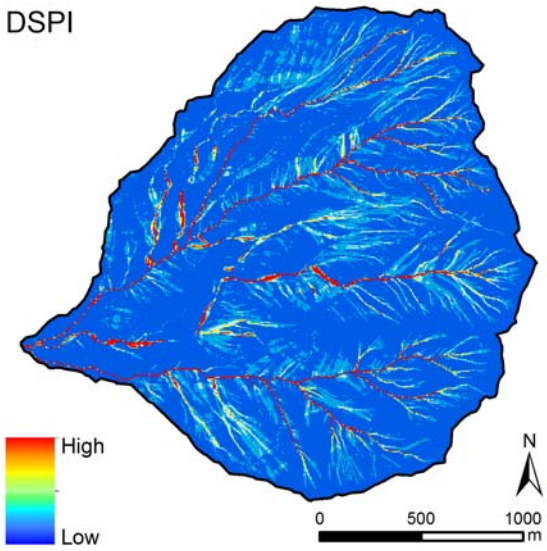


Figura 3.17 – Dimensionless Stream Power Index (DSPI).

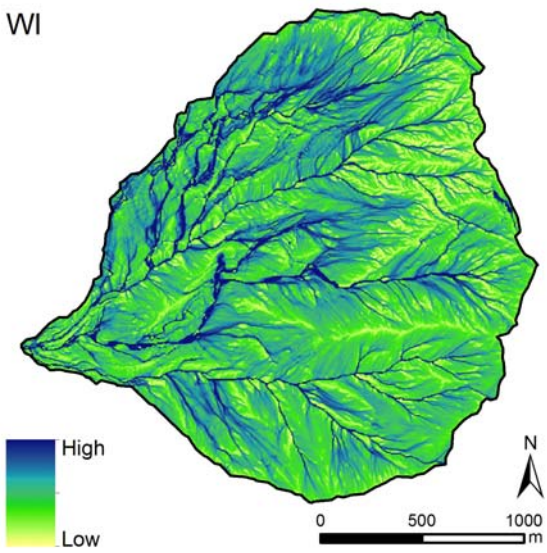


Figura 3.18 – Wetness Index (WI).

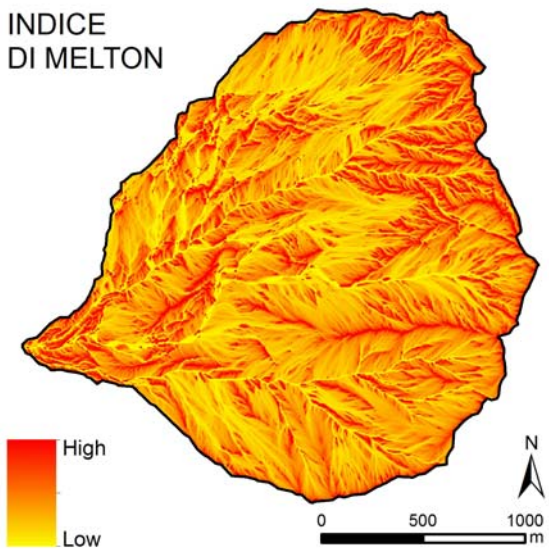


Figura 3.19 – Indice di Melton.

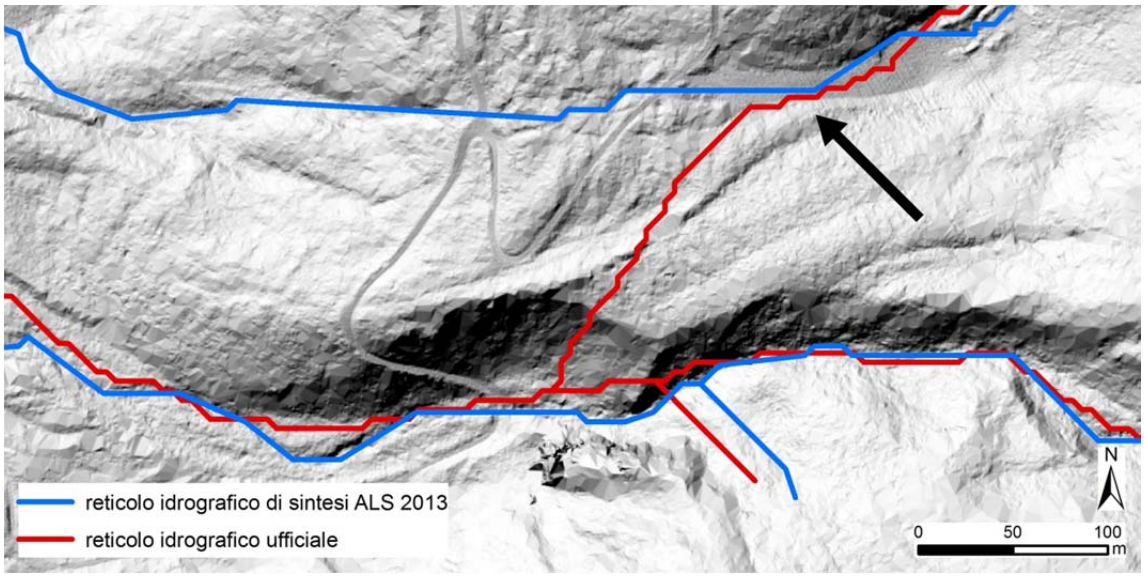


Figura 3.20 – Discrepanza (indicata dalla freccia) tra il reticolo idrografico di sintesi ottenuto dai dati ALS del 14/06/2013 (in blu) e il reticolo idrografico presente nella cartografia ufficiale (in rosso). La situazione reale riscontrata è quella relativa al reticolo di sintesi.

3.5. Caratteristiche delle colate

Le zone d'innesco delle colate generalmente sono localizzate nella parte alta del canale principale; i gradienti tipici corrispondono a 20-30° per il canale principale e 30-50° per gli argini e i pendii. Il materiale deriva in prevalenza dall'erosione e la disgregazione delle rocce (Marchi et al., 2002).

La caratterizzazione granulometrica dei depositi delle colate (Fig. 3.21), ottenuta da analisi condotte sulla matrice dei depositi in zona di conoide (circa dieci campioni, relativi a diversi eventi), è riassunta nel fuso granulometrico riportato in Figura 3.22, relativo alla frazione di diametro inferiore ai 40 mm. Il fuso, piuttosto stretto, indica modeste variazioni nella granulometria del materiale fine trasportato dai diversi eventi. L'incidenza dei materiali fini (limi e argille) si assesta intorno al 20-25% (Arattano et al., 1996).

Gli argini laterali e i lobi terminali dei depositi di colata sono costituiti in prevalenza da ciottoli di piccole e medie dimensioni immersi in una matrice fangosa. È inoltre comune la presenza di massi dal diametro intermedio fino a 2-3 m. In Figura 3.23 è riportata, oltre alle curve granulometriche rilevate con metodi numerali della parte grossolana superficiale dei depositi, la distribuzione granulometrica integrale di un campione comprensivo di materiale superficiale e sottosuperficiale.

Figura 3.21 – Sezione di un deposito di colata detritica del Torrente Moscardo (foto del 06/10/2011). Si può osservare l'abbondante matrice in cui sono immersi gli elementi di maggiori dimensioni.

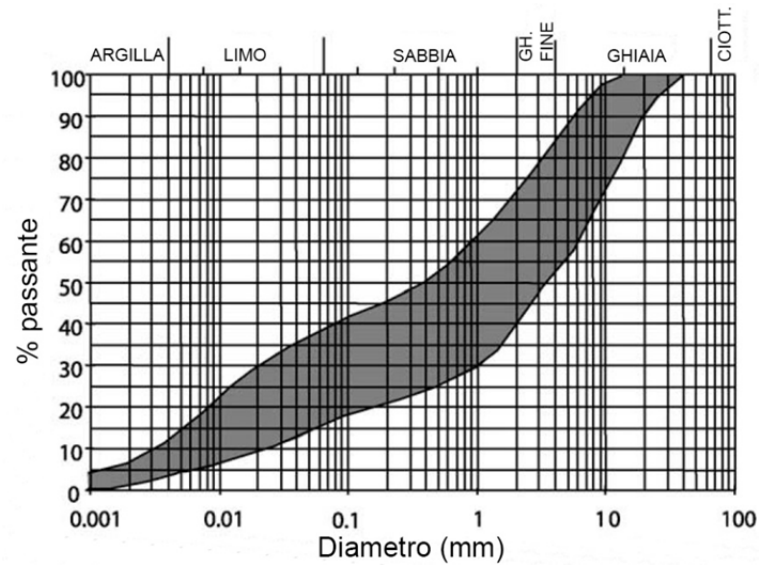


Figura 3.22 – Distribuzione granulometrica della matrice delle colate detritiche del Torrente Moscardo (da Marchi et al., 2002).

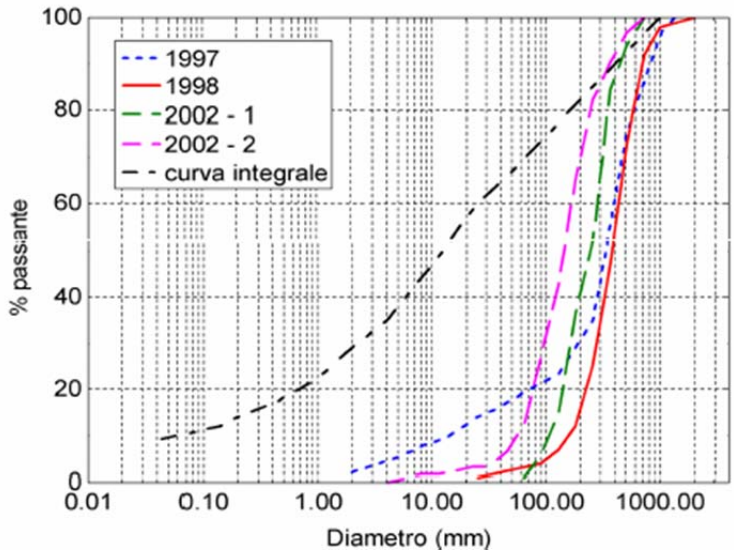


Figura 3.23 – Curve granulometriche della frazione grossolana dei depositi di colate detritiche del Torrente Moscardo (da Coussot et al., 1998, modificato da Marchi e Cavalli, 2005).

Una valutazione dei volumi detritici potenzialmente mobilizzabili è riportata in Marchi e Cavalli (2005) e sintetizzata in Dini (2011). I risultati, riportati nella Tabella 3.2, distinguono il calcolo sia per l'intero bacino drenato chiuso all'apice del conoide (quota 896 m slm) che per i sottobacini dell'asta principale del Torrente Moscardo e del Rio Cenglarins chiusi immediatamente a monte della confluenza. Tale distinzione è stata ritenuta necessaria a causa

delle differenti condizioni di stabilità, nettamente migliori per quello che riguarda il sottobacino del Rio Cenglarins.

Tabella 3.2. – Determinazione dei volumi detritici potenzialmente mobilizzabili (da Marchi e Cavalli, 2005 e Dini, 2011).

Formula	Torrente Moscardo a valle confluenza Rio Cenglarins	Torrente Moscardo a monte confluenza Rio Cenglarins	Rio Cenglarins
	Volume (10^3 m^3)	Volume (10^3 m^3)	Volume (10^3 m^3)
Formule semi-empiriche			
Kronfellner-Kraus, zona *Ia*	238	128	-
Kronfellner-Kraus, zona *IIa*	159	85	93
Marchi e D'Agostino, 2004	77	32	38
Metodi geomorfologici di terreno			
Scenario 1	180	160	20
Scenario 2	960	921	38
Determinazione su base idrologica			
Tempo di ritorno 100 anni	-	159	-

I volumi sono stati stimati mediante l'applicazione dei seguenti metodi:

1. **Formule semi-empiriche** (Kronfellner-Kraus, 1985; Marchi e D'Agostino, 2004): tendenzialmente di facile e rapida applicazione, tuttavia spesso portano a grossolane approssimazioni a causa di eccessive semplificazioni di fenomeni complessi, dati di base a volte approssimati ed eterogenei, mancanza di completezza delle serie storiche (Brochot et al., 2002). Nell'applicazione di tali formule bisogna generalmente tenere conto della congruenza geografica con l'area di studio e all'ampiezza della base sperimentale utilizzata per il loro sviluppo.
2. **Metodi geomorfologici di terreno** (Hungr et al., 1984): basati sui rilievi delle aree sorgenti di sedimento (alvei torrentizi, sponde instabili o in erosione, frane connesse alla rete idrografica), alle quali vengono attribuiti distinti valori del tasso di erosione unitario, indicante il volume erodibile per unità di lunghezza del collettore. A causa della difficoltà nell'individuare appropriati valori di riferimento degli apporti detritici unitari, nell'applicazione del metodo sono stati valutati due scenari di intensità

corrispondenti ai valori minimi (Scenario 1 – volume erodibile) e massimi (Scenario 2 – sedimento mobilizzabile in occasione di eventi catastrofici).

3. **Calcolo dei volumi mobilizzabili su base idrologica**: determinato a partire da un idrogramma di piena idrica, calcolato a sua volta mediante un modello idrologico. La stima dei volumi è stata effettuata utilizzando idrogrammi di piena corrispondenti a piogge con tempo di ritorno di 100 anni.

3.6. Il sistema di monitoraggio

L'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica – Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR IRPI) di Torino, in collaborazione con la Direzione Parchi e Foreste della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, individuò nel 1984 il bacino del Torrente Moscardo come luogo idoneo all'installazione di un sistema di monitoraggio delle colate detritiche nell'ambito di un progetto di ricerca.

Le principali ragioni che portarono a tale scelta possono essere riassunte nelle seguenti (Arattano et al., 1997):

- elevata frequenza di accadimento delle colate detritiche (generalmente almeno un evento all'anno);
- facilità di accesso al conoide alluvionale, in una zona agevolmente collegabile alla rete elettrica;
- presenza di un canale di deflusso ben definito su cui poter installare un sistema di monitoraggio relativamente semplice, essendo le colate generalmente confinate dagli argini e poco soggette a divagazioni.

Per prima cosa venne installato un pluviometro a quota 1520 m s.l.m., in località Pramosio. L'ubicazione era di poco esterna al bacino idrografico del Moscardo, tuttavia era facilmente raggiungibile.

Il sistema di monitoraggio delle colate inizialmente installato, costituito da un idrometrografo ad ultrasuoni installato in una struttura fissa situata sulla sponda del torrente, rivelò i suoi limiti quando in occasione del primo evento (6 agosto 1985) esso fu travolto dalla colata e trasportato a valle, impedendo così la registrazione dei dati.

Il monitoraggio delle colate riprese nel 1989, con l'installazione di un sistema costituito da due sensori a ultrasuoni posizionati a una distanza di 300 metri l'uno dall'altro. Il tratto di

alveo compreso tra i due sensori poteva essere considerato con buona approssimazione rettilineo e a pendenza costante (10%).

Nel 1994 un evento di elevata magnitudo distrusse la cabina prefabbricata contenente la strumentazione per la registrazione dei dati installata in sponda sinistra ad alcuni metri dall'alveo. Nel periodo 1989-1994 furono comunque registrati gli idrogrammi di 12 colate detritiche (Arattano et al., 1997). L'impostazione iniziale del tempo di campionamento, pari a 1 minuto, non era tuttavia in grado di garantire sufficiente accuratezza nell'elaborazione dei dati, e fu portata a 10 secondi nel 1990 e a 1 secondo nel 1995 (Marchi et al., 2002).

A causa di modifiche del tratto di alveo monitorato a seguito di numerosi eventi accaduti nel 1993 e dell'interferenza di un guado stradale (utilizzato dai mezzi pesanti di una vicina cava di marmo), le condizioni del monitoraggio risultarono non idonee, pertanto si ritenne necessario apportare una modifica al sistema. Nel 1995, nell'ambito di un progetto di ricerca che vedeva la collaborazione degli Istituti CNR IRPI di Torino e Padova con altri enti di ricerca italiani, francesi e svizzeri, i sensori a ultrasuoni vennero sostituiti e installati sospesi a cavi sopra il torrente. Ai due sensori iniziali venne aggiunto un terzo più a monte, estendendo così a 370 m il tratto di alveo monitorato. In corrispondenza del sensore intermedio venne inoltre posizionata una videocamera, mentre una rete di quattro sismografi venne installata circa 1 km a monte dei sensori a ultrasuoni, a una quota di 970-1000 m s.l.m. L'attivazione della videocamera e di una serie di fari posizionati ad illuminare il tratto di alveo monitorato era gestita tramite software: brusche variazioni del livello in alveo registrate dal sensore a ultrasuoni di monte attivavano il sistema di registrazione.

Al pluviometro inizialmente installato a quota 1520 m s.l.m. ne venne aggiunto nel 1997 un secondo a quota 1100 m s.l.m. in corrispondenza della confluenza con il Rio dei Laris, in posizione centrale relativamente al bacino del Moscardo. Vennero inoltre installati due nuovi sensori sismici nei pressi del sensore a ultrasuoni intermedio.

A seguito di una serie di interventi sistematori dell'alveo l'attività di monitoraggio delle colate venne quasi completamente sospesa tra il 1998 e il 1999, e fu limitata ai sopralluoghi e all'acquisizione dei dati pluviometrici. Gli interventi, sostanzialmente mirati a ridurre il pericolo di formazione di uno sbarramento del Torrente But, riguardarono la realizzazione di briglie di contenimento del materiale di colata nella parte basso-intermedia del bacino e la sistemazione del canale in zona di conoide mediante l'ampliamento dell'alveo, l'innalzamento degli argini e il posizionamento di soglie per ridurne la pendenza.

Successivamente a tali interventi il trasporto solido si ridusse notevolmente (Mao et al., 2009), pertanto l'attività di monitoraggio, ripresa nel 2002, venne progressivamente ridotta, in assenza di fenomeni eclatanti.

Ulteriori informazioni sul sistema di monitoraggio possono essere reperite in Marchi et al. (2002) e sulla sezione relativa al Moscardo nel sito internet dell'Istituto CNR IRPI di Torino (IRPI, 2013). Sul sito internet sono inoltre visualizzabili i filmati delle colate del 22 giugno e dell'8 luglio 1996, annoverabili tra gli eventi più rilevanti avvenuti nel periodo di monitoraggio.

Nel corso dell'estate del 2009, a seguito di un sopralluogo, venne evidenziata una ripresa dei fenomeni torrentizi di trasporto, tanto da far ritenere utile e opportuna la ripresa dell'azione di monitoraggio.

In Tabella 3.3 sono sintetizzati i tipi di dati acquisiti per i diversi eventi osservati a partire dal 1990.

Tabella 3.3 – Colate detritiche osservate sul Torrente Moscardo nel periodo 1989-2006 e tipologie dei dati acquisiti (modificato da Marchi et al., 2002). Fonti dei dati: 1- Dini et al. (2004); 2- Marchi et al. (2002); 3- Arattano e Franzi (2004); 4- Stefanelli (2005); 5- Marchi et al. (2004); 6- Arattano e Marchi (2005); 7- Arattano et al. (2012).

Data evento	Misure idrometrografiche (sensori a ultrasuoni)	Misure delle vibrazioni del terreno (geofoni/sismometri)	Registrazioni video (videocamera)
10/07/1989[1,2]	x		
25/07/1989[1,2]	x		
17/08/1990[2,4]	x		
13/08/1991[2,4]	x		
30/09/1991[1,2,4]	x		
01/09/1992[2,4]	x		
11/07/1993[2,4]	x		
19/07/1993[2,4]	x		
20/07/1993[2,4]	x		
14/09/1993[2,4]	x		
18/07/1994[2,4]	x		
05/07/1995[2]		x	
22/06/1996[2,4]	x	x	x
08/07/1996[2,4]	x	x	x
27/06/1997[2,4]	x		
24/07/1997[2]		x	
23/06/1998[2]			
04/08/2002[3,4]	x	x	
14/06/2003[5]	x	x	x
23/07/2004[4,6]	x	x	
24/08/2006[7]	x	x	

Nelle Tabelle 3.4 e 3.5 sono riportate le stime relative a velocità media, portata di picco e volume calcolate a partire dai dati idrometrografici.

Informazioni sui diversi eventi possono essere reperiti in Marchi et al. (2002) per quello che riguarda gli eventi 1989-1998, per l'evento del 2002 in Arattano e Franzi (2004) e in Stefanelli (2005), per quello del 2003 in Marchi et al. (2004), per quello del 2004 in Arattano e Marchi (2005) e in Stefanelli (2005), infine per quello del 2006 in Arattano et al. (2012).

Notizie relative agli eventi antecedenti all'installazione del sistema di monitoraggio delle colate possono essere reperite negli archivi storici, le cui informazioni sono riassunte in Dini et al. (2004).

Tabella 3.4 – Principali dati relativi alle colate detritiche registrate sul Torrente Moscardo nei periodi 1990-1994 e 2001-2006. h_{max} è l'altezza del fronte registrata alle sezioni di monte e di valle; U è la velocità media della colata nel tratto attrezzato; Q_{max} è la portata massima transitata; V è il volume totale del materiale trasportato. Adattato da Marchi et al. (2002) e da Stefanelli (2005). Per la fonte dei dati si rimanda alle note di Tabella 3.3.

Data evento	h_{max} (m)	U (m s^{-1})	Q_{max} (m^3 s^{-1})	V (m^3)
17/08/1990	0.69	1.0	-	-
13/08/1991	2.20	5.0	88	19000
30/09/1991	2.40	1.9	24	3250
01/09/1992	2.24	2.5	46	5800
11/07/1993	2.12	3.0	14	5600
19/07/1993	0.94	0.9	3	730
20/07/1993	2.30	4.3	16	6500
14/09/1993	1.47	2.5	10	3800
18/07/1994	2.09	4.0	-	-
1996-1997: v. Tab. 3.5				
04/08/2002	0.74	4.1	-	-
14/06/2003	<0.30	-	-	-
23/07/2004	1.60	5.8	-	-
24/08/2006	0.55	1.6	-	5500

Tabella 3.5 – Principali dati relativi alle colate detritiche registrate sul Torrente Moscardo nel 1996 e nel 1997. h_{max} è l'altezza massima del fronte registrata alle tre stazioni; v è la velocità media della colata nel tratto attrezzato (1-2 tra le prime due stazioni, distanti tra loro 143 m; 2-3 tra la seconda e la terza stazione, distanti tra loro 226 m; 1-3 tra la prima e la terza stazione); Q_{max} è la portata massima transitata; V è il volume totale del materiale trasportato. Adattato da Marchi et al. (2002) e da Stefanelli (2005). Per la fonte dei dati si rimanda alle note di Tabella 3.3.

Data evento	h_{max} (m)	v_{1-2} (m s^{-1})	v_{2-3} (m s^{-1})	v_{1-3} (m s^{-1})	Q_{max} (m^3 s^{-1})	V (m^3)
22/06/1996	2.8	3.2	3.8	3.57	151	16100
08/07/1996	3.75	-	-	4.0	255	57800
27/06/1997	4.0	-	-	2.9	25	3000

Le stime dei volumi e delle portate massime transitate sono state ottenute dell'analisi degli idrogrammi registrati dai sensori ad ultrasuoni. Essi, misurando l'altezza della colata ad intervalli di tempo sufficientemente ristretti, rendono possibile il calcolo della velocità media della colata nel tratto monitorato attraverso il rapporto tra la distanza tra i sensori e il tempo intercorso tra l'occorrenza dei picchi di colata corrispondenti registrati nei diversi idrogrammi (Marchi et al., 2002).

Il volume totale delle colate transitate attraverso il tratto monitorato può essere stimato come:

$$Vol = \int_{t_0}^{t_f} vA(t)dt = v\int_{t_0}^{t_f} A(t)dt \qquad \text{[Eq. 3.1]}$$

Dove *Vol* è il volume della massa transitata (fase solida e liquida), *v* è la velocità media del flusso (spesso assunto pari alla velocità media del fronte di colata), *A(t)* è l'area della sezione trasversale occupata dalla colata al tempo *t* (ricavata da rilievi topografici), t_0 è il tempo di arrivo della colata in corrispondenza del sensore a ultrasuoni, t_f è il tempo corrispondente al termine del transito della colata (Arattano et al., 1997).

Nella stima dei volumi mediante il metodo descritto vengono considerate diverse assunzioni semplificative. Viene assunto infatti che il materiale fluisca attraverso la sezione considerata a velocità costante (aspetto che può portare a una sottostima dei volumi, come riportato in Arattano e Marchi, 2000), e che il materiale fluisca attraverso la sezione ad un'altezza uniforme per tutta la colata, pari a quella rilevata in corrispondenza del sensore. È importante inoltre tenere conto del fatto che il volume calcolato è dato dalla somma delle componenti liquide e solide della colata, la prima delle quali tende a defluire rapidamente in seguito all'arresto e alla deposizione della colata (Arattano e Marchi, 2008).

Le stime possono tuttavia essere affinate mediante un metodo di *cross-correlazione* tra picchi corrispondenti identificabili negli idrogrammi registrati dai diversi sensori, che può portare ad un calcolo più accurato della velocità della colata. Una descrizione del metodo è riportata in Arattano e Marchi (2005).

Altre stime dei parametri caratteristici delle colate detritiche possono essere effettuate dall'analisi delle vibrazioni registrate da sensori sismici (geofoni e sismometri), causate dal passaggio delle colate. Per una descrizione del metodo si rimanda a Marchi et al. (2002) e Arattano e Marchi (2008).

4. MATERIALI E METODI

4.1. Monitoraggio degli eventi

Come riportato nel capitolo precedente, in seguito a una serie di interventi sistematori dell'alveo intrapresi tra il 1998 e il1999, il trasporto solido del Torrente Moscardo diminuì sensibilmente. Venne dunque ritenuto ragionevole ridurre progressivamente l'intensità del monitoraggio delle colate detritiche, vista l'assenza di fenomeni eclatanti. Nel corso dell'estate del 2009, a seguito di un sopralluogo, venne riscontrata una ripresa dei fenomeni torrentizi di trasporto, pertanto si ritenne utile e opportuna la ripresa delle attività di monitoraggio.

4.1.1. Ripristino della strumentazione

Nel corso della primavera del 2011 venne effettuato un sopralluogo mirato a rilevare l'operatività e le condizioni della strumentazione di monitoraggio delle colate installata sul Torrente Moscardo.

Se da un lato parte della strumentazione era ancora perfettamente funzionante e poteva facilmente venire rimessa in funzione, dall'altro diverse componenti richiedevano manutenzione o addirittura si rendeva necessaria la loro sostituzione.

In un'ottica di contenimento dei costi e di ripresa graduale del monitoraggio delle colate detritiche, la priorità venne individuata nella messa in funzione del sistema di registrazione rappresentato dagli idrometrografi (sensori a ultrasuoni, installati in corrispondenza del punto 1 di Fig. 4.1.1) e dall'installazione di un pluviometro (installato a quota 1100 m s.l.m. alla confluenza del Moscardo con il Rio dei Laris, in corrispondenza del punto 2 di Fig. 4.1.1).

La messa in funzione dell'impianto idrometrografico richiese, oltra alla sostituzione dei sensori a ultrasuoni, il ripristino del sistema di registrazione dati, localizzato in una cabina in sinistra idrografica a qualche decina di metri di distanza dai sensori. Il datalogger, un modello Olimpo della ditta Siap Micros s.r.l. (TV), fu in grado di garantire la registrazione dei segnali da parte dei sensori a ultrasuoni sospesi sopra l'alveo del torrente ad una frequenza di campionamento di un dato ogni 2 secondi.

La precaria stabilità del sistema nei confronti delle scariche elettriche, generalmente frequenti in concomitanza di eventi atmosferici a carattere temporalesco, causò diverse volte

l'interruzione dell'acquisizione dei dati, nonostante fosse in funzione un sistema di batterie tampone. Nel settembre 2012, le registrazioni degli idrogrammi di due colate detritiche furono parziali in quanto il sistema di acquisizione dati era danneggiato e fu in grado di registrare solamente i dati relativi al sensore di valle.

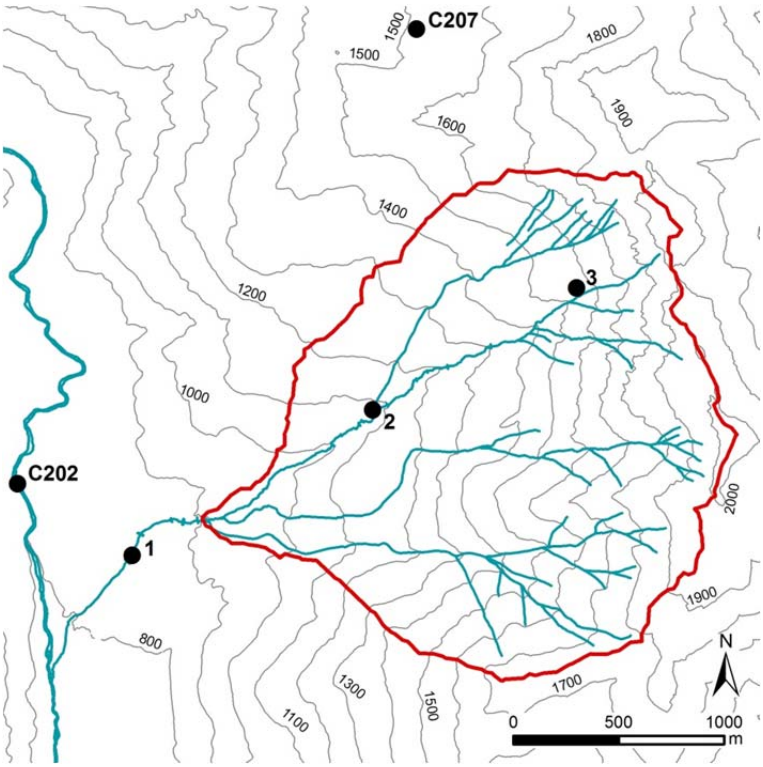


Figura 4.1.1 – Strumentazione installata per il monitoraggio delle colate detritiche del Torrente Moscardo: 1- tratto di alveo monitorato dall'impianto idrometrografico e pluviometro; 2 e 3- pluviometri; C202- pluviometro Cleulis; C207- pluviometro Malga Pramosio.

Nell'agosto del 2013, l'installazione di un datalogger Campbell CR1000 in sostituzione del datalogger Olimpo fu in grado di aumentare la frequenza di campionamento, portandola a un dato ogni secondo.

Al pluviometro inizialmente installato alla confluenza con il Rio dei Laris ne venne affiancato nell'estate del 2012 un secondo a quota 1560 m s.l.m., in prossimità della principale area sorgente di sedimento (Fig. 4.1.1, punto 3). Nell'agosto 2013, infine, un terzo pluviometro venne installato sul tetto della cabina ospitante il sistema di registrazione dei dati, a quota 840 m s.l.m..

Nell'ottobre 2013 il sistema venne reso più stabile nei confronti delle interruzioni di corrente grazie all'installazione di un nuovo gruppo di continuità.

Al fine di ottenere una copertura il più possibile completa delle precipitazioni che hanno interessato la zona del Moscardo nel triennio 2011-2013, la rete di monitoraggio costituita dai pluviometri installati sul bacino è stata estesa a comprendere ulteriori due pluviometri gestiti dall'Unità Idrografica regionale del Friuli Venezia Giulia. La posizione di tali pluviometri, sebbene esterna al bacino idrografico del Torrente Moscardo, risulta utile a integrare e quindi meglio comprendere il quadro degli eventi meteorici che hanno interessato l'area, essendo essi operativi durante l'intero arco del triennio. Uno di essi (Fig. 4.1.1, punto C202) è situato a quota 810 m s.l.m. in località Cleulis, mentre l'altro (Fig. 4.1.1, punto C207) è installato a quota 1520 m s.l.m. nei pressi di Malga Pramosio.

La sintesi delle installazioni e delle componenti attive nel periodo 2011-2013 è riportata in Figura 4.1.2.

In Figura 4.1.3 sono riportate alcune immagini dell'impianto a ultrasuoni (a) e dei tre pluviometri installati (b, c, d).

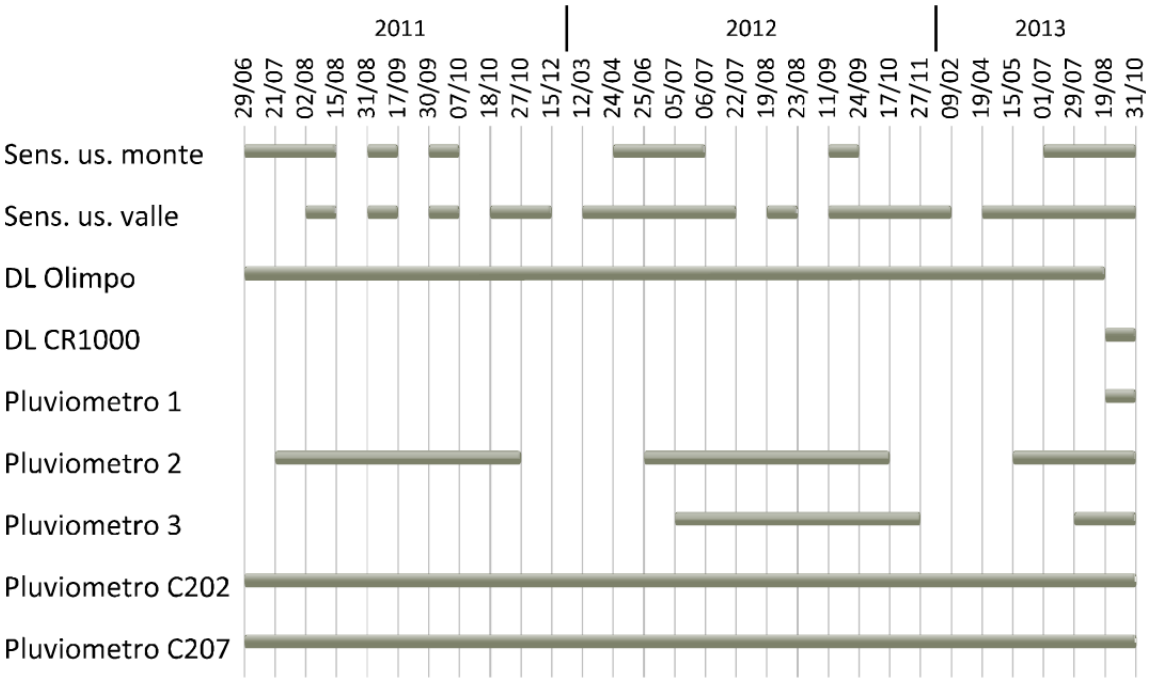


Figura 4.1.2 – Schema di sintesi delle installazioni e delle componenti attive nel periodo 2011-2013 per il monitoraggio delle colate detritiche sul Torrente Moscardo. Sono riportate le informazioni relative ai sensori a ultrasuoni, ai datalogger e ai pluviometri.

Figura 4.1.3 – a) tratto di alveo monitorato dall'impianto idrometrografico (sulla destra, il sensore a ultrasuoni di monte); b) pluviometro 1, installato sul tetto della cabina per la registrazione dei dati idrometrografici; c) pluviometro 2, installato in corrispondenza della confluenza con il Rio dei Laris; d) pluviometro 3, installato nei pressi della principale sorgente di sedimento.

4.1.2. Pianificazione del monitoraggio

Per monitorare i cambiamenti geomorfologici sul bacino del Torrente Moscardo sono state individuate diverse aree sulle quali condurre rilievi periodici. L'inquadramento di tali aree, esposte ciascuna per ragioni differenti a dinamiche franose ed idroerosive, è riportato in Fig. 4.1.4 e in Fig. 4.1.5.

Per ciascuna di esse sono stati organizzati rilievi fotografici periodici mirati a documentare variazioni della morfologia, in particolare a seguito di eventi meteorologici rilevanti o di colate detritiche.

Per tre di esse (identificate come A, B ed E in Fig. 4.1.4) sono stati previsti rilievi ad elevatissima risoluzione mediante Laser Scanner Terrestre (TLS); l'obiettivo di questi rilievi TLS è

la dettagliata valutazione, sia da un punto di vista qualitativo che quantitativo, degli effetti delle colate sulla morfologia dell'alveo e dei versanti.

Per le rimanenti aree, invece, i rilievi sono stati limitati ad una documentazione fotografica "speditiva", in grado comunque di permettere una descrizione qualitativa delle eventuali variazioni attraverso il confronto di immagini acquisite a distanza di tempo dalla medesima posizione.

Le principali caratteristiche delle aree oggetto del monitoraggio sono le seguenti:

- **Area A**: tratto di alveo canalizzato compreso tra i due sensori a ultrasuoni per le misure idrometrografiche delle colate detritiche (v. Par. 4.1.1), localizzato nella parte medio-alta del conoide alluvionale.
- **Area B**: tratto di alveo localizzato alla confluenza con il Rio dei Laris (canalizzato), delimitato a monte da una briglia in calcestruzzo di altezza pari a circa 10 metri. Nei pressi dell'area, in destra idrografica, è installato un pluviometro (punto 2 di Fig. 4.1.1). L'area è interessata da una profonda frana roto-traslazionale in destra idrografica associata a un dissesto gravitativo profondo (v. Fig. 3.5); la profondità del piano di scivolamento è compresa tra i 10 e i 60 m (Marcato et al., 2012).
- **Area C**: tratto di alveo in erosione, interessato dalla presenza di alcune opere trasversali di trattenuta ormai quasi completamente sommerse dal sedimento. Oltre all'alveo, anche i versanti sono interessati da fenomeni idroerosivi.
- **Area D**: breve tratto di alveo e relativo versante in sinistra idrografica esposto a fenomeni idroerosivi.
- **Area E**: principale area sorgente di sedimento, localizzata nella parte alta del bacino.
- **Area F**: tratto di alveo a bassa pendenza ubicato nella parte bassa del bacino. L'area è caratterizzata dalla presenza (a metà del tratto monitorato) di una briglia trasversale per la trattenuta del materiale di trasporto delle colate detritiche.
- **Guado conoide**: attraversamento del torrente a valle del tratto monitorato dai sensori a ultrasuoni.
- **Confluenza But**: confluenza del Torrente Moscardo con il Torrente But.

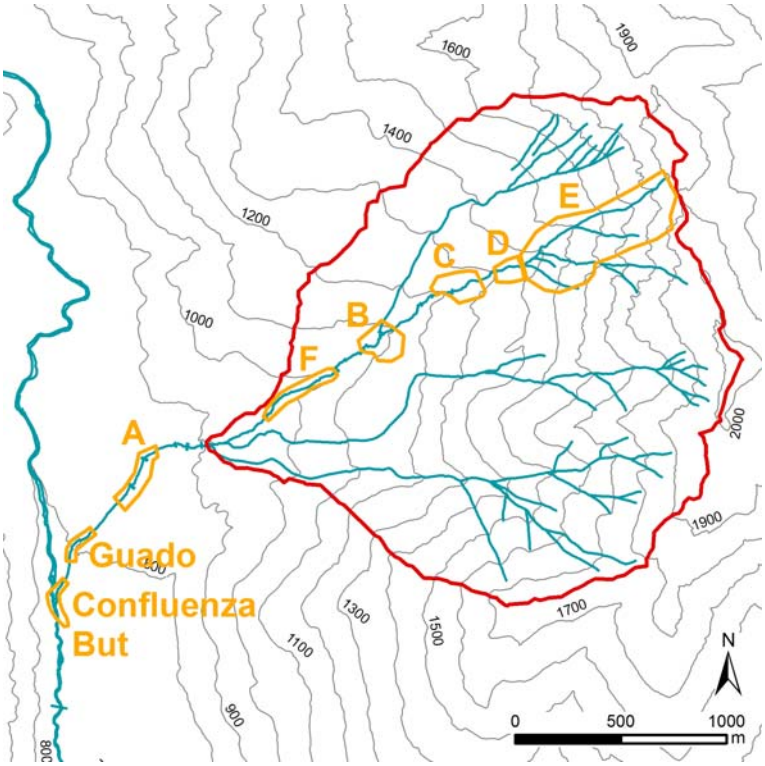


Figura 4.1.4 – Aree (in arancione) oggetto del monitoraggio sul Torrente Moscardo.

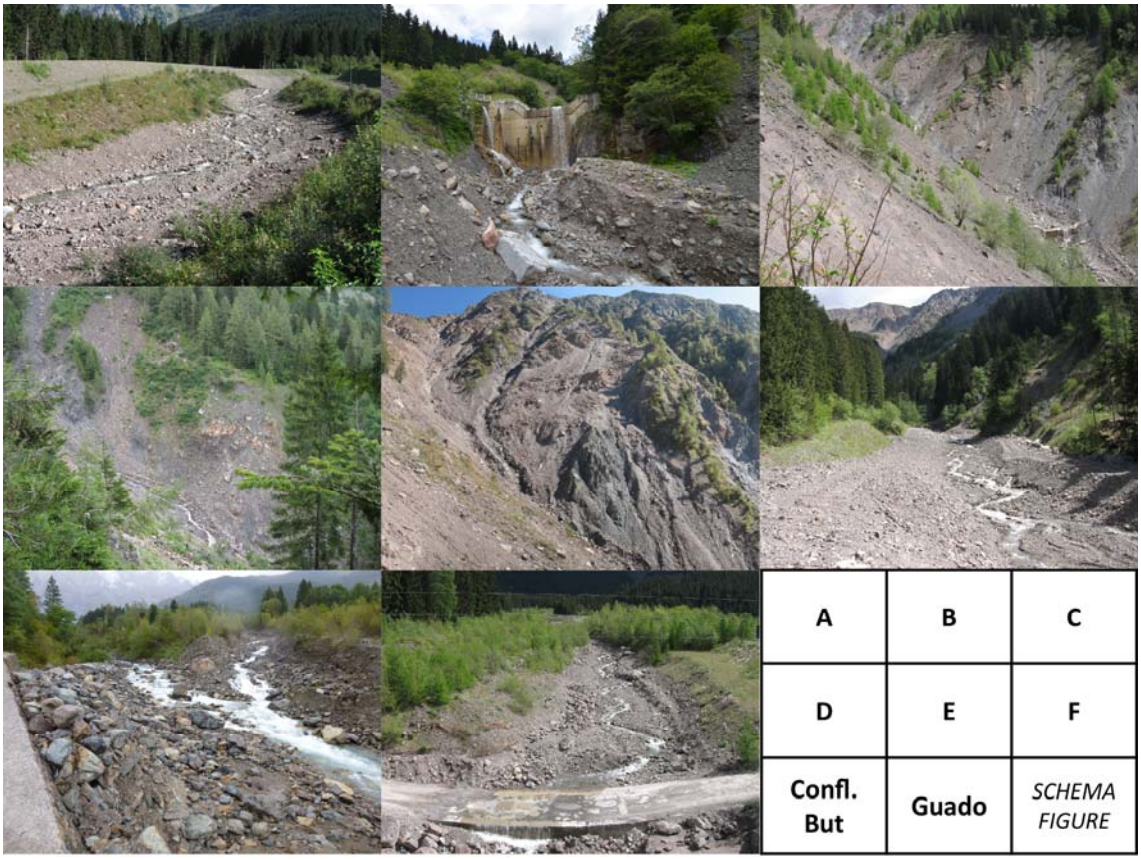


Figura 4.1.5 – Aree oggetto di monitoraggio delle variazioni morfologiche.

4.2. Elaborazioni TLS

Nell'ottica dell'ottenimento di modelli digitali del terreno (DEM) ad altissimo dettaglio per valutare sia dal punto di vista qualitativo che da quello quantitativo gli effetti delle colate sulla morfologia dell'alveo e dei versanti, sono stati eseguiti rilievi TLS su tre diverse aree esposte, ciascuna per ragioni differenti, a dinamiche di erosione, trasporto e deposito del sedimento. Interesse dei rilievi era di poter inoltre disporre, per sviluppi futuri esterni alla presente tesi, di una base di studio per verificare se e come la modellazione dei processi di franamento superficiale possa trarre vantaggio dall'aumento della risoluzione spaziale, secondo l'ipotesi per la quale l'aumento di dettaglio consente di cogliere al meglio i meccanismi alla base del fenomeno. Allo stesso tempo, ci si attende che la comprensione dei legami che intercorrono tra i diversi indici morfometrici (v. Par. 2.2.2) e i processi geomorfici ed idrologici prevalenti possa portare ad affinare quella che può essere un'oggettiva caratterizzazione delle zone maggiormente suscettibili all'erosione e all'instabilità superficiale all'interno del bacino idrografico.

4.2.1. Acquisizione dei dati

I rilievi TLS sulle tre aree scelte per il monitoraggio dei cambiamenti geomorfologici (Aree A, B, E – v. Par. 4.1.2 e Tab. 4.2.1) sono stati condotti utilizzando un laser scanner Riegl LMS-Z620 messo a disposizione dal Centro Interdipartimentale di Ricerca in Cartografia Fotogrammetria Telerilevamento e S.I.T. (CIRGEO) di Padova. Le principali caratteristiche dello strumento sono: lunghezza d'onda laser nel vicino infrarosso, distanze misurabili comprese tra i 2 e i 2000 m, precisione 10 mm, velocità di acquisizione fino a 11000 punti al secondo, minimo passo angolare verticale/orizzontale 0.004°, risoluzione angolare verticale/orizzontale 0.002°, divergenza del raggio laser 0.15 mrad (corrispondente a un fascio laser di 15 mm a 100 m).

Su ciascun'area sono stati condotti tre rilievi (*Surveys*) TLS, di seguito denominati S1, S2 e S3, tali da garantire la rappresentazione della morfologia superficiale precedente e successiva agli eventi di colata detritica registrati.

I primi due rilievi sono stati realizzati a cavallo dell'evento di colata del 14 settembre 2011: S1 nel corso dei giorni 26 e 30 agosto 2011, mentre S2 il 18 ottobre 2011. Il terzo rilievo, S3, è stato condotto il 23 ottobre 2012, successivamente ai due eventi di rilevante entità registrati i giorni 24 e 27 settembre 2012.

Tabella 4.2.1 – Caratteristiche principali delle aree rilevate con TLS. Le tre campagne di rilievi sono definite come S1, S2, S3.

Area	Descrizione	Quota (m)	Estensione (m^2)	Pendenza media (%)	Scan Pos.	Numero di punti *ground*		
						S1	S2	S3
A	Tratto di alveo compreso tra i sensori a ultrasuoni	913-877	13000	44.4	2	2359062	1351989	2123722
B	Confluenza Moscardo – Rio dei Laris e frana profonda	1094-1216	22000	91.5	5-7	5601851	5161963	3466977
E	Principale sorgente di sedimento	1422-2053	200000	130.2	3	12010831	12212229	22099664

Lo schema metodologico seguito per l'analisi dei cambiamenti geomorfologici può essere sintetizzato come segue:

1. Acquisizione dei dati
2. Rimozione degli errori grossolani (*Coarse*) per le singole *Scan Positions*
3. Registrazione delle *Scan Positions*:
    a. registrazione per punti omologhi
    b. registrazione mediante algoritmo *Iterative Closest Point* (ICP)
4. Filtraggio della vegetazione:
    a. *Minimum Surface Filter* ricorsivo
    b. correzione e verifica manuale
5. Registrazione dei rilievi sui precedenti
    a. registrazione per punti omologhi
    b. registrazione mediante algoritmo *Iterative Closest Point* (ICP)
6. Alleggerimento nuvole di punti mediante filtro *octree* a 2 cm
7. Interpolazione DEM 0.2 x 0.2 m mediante algoritmo *Natural Neighbor*
8. Analisi dell'accuratezza
9. Analisi dei cambiamenti geomorfologici

Per ciascun'area sono state realizzate diverse scansioni, ottenute posizionando lo strumento in diverse posizioni (*Scan Position – SP*) tali da garantire una copertura soddisfacente della superficie scansionata. Le diverse nuvole di punti relative alle scansioni effettuate su

ciascun'area sono state poi fuse in un'unica nuvola di punti per le elaborazioni successive (Fig. 4.2.1).

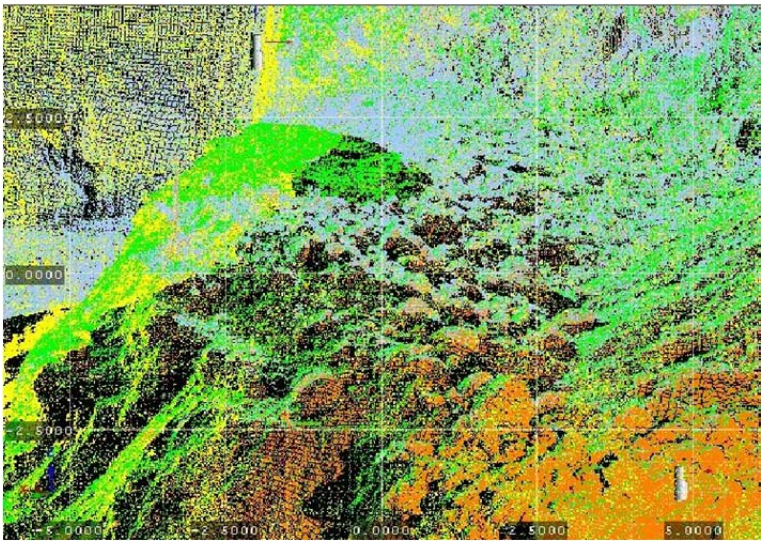


Figura 4.2.1 – Schermata del software Riscan Pro, in cui si possono osservare la registrazione delle diverse nuvole di punti (ciascuna rappresentata con un colore diverso).

Nella scelta delle SP è stata posta particolare attenzione ad assicurare una sufficiente sovrapposizione tra le diverse nuvole di punti e a scansionare da diverse posizioni l'area d'interesse. Un corretto posizionamento delle SP è infatti in grado di garantire un aumento della risoluzione del rilievo e di minimizzare le "zone d'ombra" causate dalla morfologia complessa del territorio (es. elevata densità di canali, incisioni a "gully", grossi massi) che i raggi laser del TLS non sono in grado di raggiungere (Heritage ed Hetherington, 2007; Bitelli et al., 2004). Si è inoltre cercato, per quanto possibile, di posizionare il laser scanner il più in alto possibile rispetto all'area da scansionare, per assicurare una maggiore penetrazione degli impulsi negli avvallamenti e massimizzare l'angolo d'incidenza sugli elementi d'interesse. Bassi angoli d'incidenza, infatti, comportano un aumento della dimensione dell'impronta a terra del raggio laser, peggiorando di conseguenza la qualità del rilievo (Buckley et al., 2008; Schürch et al., 2011).

La scelta delle SP ha dovuto comunque tenere conto delle contingenze di tempo e dell'accessibilità al sito: sotto queste condizioni si è cercato di pianificare il loro posizionamento, sintetizzato per i diversi rilievi in Figura 4.2.2 e in Tabella 4.2.2.

Per l'Area A le scansioni sono state effettuate dalla sommità degli argini del canale, in modo da garantire un angolo d'incidenza degli impulsi il più ampio possibile. Nel rilievo S3 le

scansioni sono invece state condotte dal centro del canale, a causa dell'eccessivo sviluppo della vegetazione spondale.

Sull'Area B, nel corso delle diverse campagne di rilievi il posizionamento delle SP è variato a causa dei cambiamenti della morfologia dell'alveo causati dal passaggio delle colate detritiche.

Per l'Area E l'accesso al canale e al versante in sinistra idrografica non è stato possibile per ragioni di sicurezza, in quanto la zona è esposta alla frequente e imprevedibile caduta di massi (vedasi Figura 2.1.4). L'ipotesi di integrare i rilievi TLS con metodi alternativi per il rilievo delle zone "in ombra" (ad esempio rilevando alcune sezioni trasversali dei canali, come riportato in Theule et al., 2012) è stata pertanto esclusa. L'accesso alle SP è risultato impegnativo, non essendo la zona servita da viabilità o sentieristica alcuna. Il trasporto della strumentazione (laser scanner, batterie, GPS, treppiedi, computer, ecc.) ha richiesto l'attraversamento di un percorso ripido e accidentato e l'impegno di un gruppo composto da almeno tre persone.

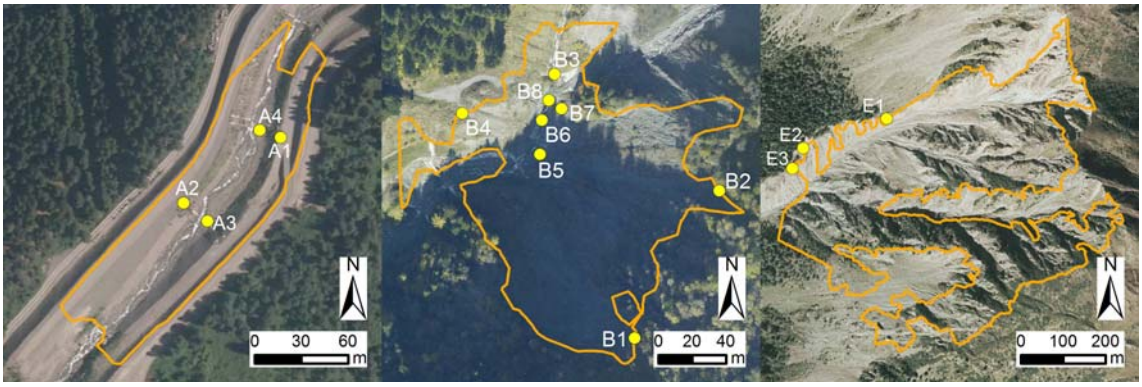


Figura 4.2.2 – Posizionamento delle Scan Position (SP) utilizzate nelle diverse campagne di rilievi TLS per le aree A (sinistra), B (centro) ed E (destra). In Tabella 4.2.2 sono riportate le SP utilizzate per ciascuna campagna di rilievi.

Tabella 4.2.2 – Scan Position utilizzate nei diversi rilievi. (*) posizione leggermente spostata rispetto a quella originale.

Area	Rilievo	Scan Position utilizzate
A	S1	A1, A2
	S2	A1, A2
	S3	A3, A4
B	S1	B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7
	S2	B3, B4, B5*, B6*, B7*
	S3	B3*, B4*, B5*, B7*, B8
E	S1	E1, E2, E3
	S2	E1, E2, E3
	S3	E1, E2, E3

4.2.2. Elaborazione dei dati

Nel corso della prima campagna di rilievi le posizioni delle diverse SP sono state registrate utilizzando un GPS differenziale Leica GPS System 500. L'accuratezza del posizionamento è stata affinata attraverso la procedura di *backsighting orientation* (Riegl, 2009), in cui ciascuna SP viene allineata combinando la propria posizione con quella acquisita di un altro oggetto (in questo caso un target riflettente montato su treppiede) posizionato nelle vicinanze.

Nella procedura di post processamento dei dati GPS, l'accuratezza delle coordinate della stazione utilizzata come base nel sistema di correzione differenziale è stata incrementata correggendola sulla base dei dati della più vicina stazione GPS permanente (Zouf Plan, distante circa 4 km).

La qualità delle acquisizioni GPS, calcolata dal software Leica Geo Office nella fase di post processamento dei dati, viene quantificata da un indice complesso di accordo interno delle varie *osservabili* (ovvero le grandezze misurate). L'indice, che combina le misure di dispersione interna delle diverse acquisizioni GPS sui piani orizzontale e verticale, va considerato come un indice di precisione, non di accuratezza. I valori di qualità delle acquisizioni GPS sono risultati inferiori a 0.006 m per il 65% dei punti e inferiori a 0.05 m per l'83% dei punti. Per la stazione GPS utilizzata come base la qualità è risultata pari a 0.0005 m.

Prima di procedere all'allineamento delle scansioni, su ciascuna nuvola di punti è stato applicato un controllo per la rimozione degli errori grossolani. Tali punti, generalmente riscontrabili in maniera anomala significativamente al di sopra delle superfici scansionate, consistono in punti isolati causati da errori dello strumento, acqua in caduta (ad esempio in prossimità di cascate), aerosol. La loro rimozione è essenziale negli studi sul monitoraggio dei cambiamenti della morfologia (Day et al., 2013). Per questa operazione e per la successiva visualizzazione, l'editing e la registrazione delle nuvole di punti, è stato utilizzato il software RiScan Pro© v.1.5.0 della Riegl (Riegl, 2009).

La registrazione delle SP è stata ottenuta in due passaggi. Per prima cosa è stata effettuata una registrazione sulla base di circa 4-6 *punti omologhi* (punti comuni a diverse nuvole di punti, utilizzati per "vincolarle" tra loro) delle diverse nuvole di punti su quella individuata come riferimento, ossia quella che presentava la migliore qualità di posizionamento tramite GPS (v. Tab. 4.2.3). Successivamente, la registrazione è stata affinata mediante la procedura di *Multi Station Adjustment* (MSA) del software RiScan Pro. Tale procedura, basata sull'algoritmo *Iterative Closest Point* (ICP – Cheng e Medioni, 1991; Besl e McKay, 1992),

richiede che le nuvole siano già grossolanamente allineate. L'algoritmo, tramite una procedura ricorsiva, riduce al minimo le deviazioni tra le diverse nuvole di punti sulla base della minimizzazione degli scarti quadratici (*Least Square Fitting*), utilizzando i vettori normali a un insieme di piani interpolati secondo determinati criteri in ciascun set di dati.

Tabella 4.2.3 – Qualità del posizionamento GPS per le nuvole di punti usate come riferimento nella registrazione delle diverse nuvole di punti. La qualità (*) è quantificata da un indice complesso di accordo interno delle varie osservabili, e viene riportato dal software Leica Geo Office nella fase di post processamento dei dati; l'indice combina le misure di dispersione interna delle diverse acquisizioni GPS sui piani orizzontale e verticale. Può essere considerato come un indice di precisione, non di accuratezza.

Area	SP di riferimento	Qualità* GPS (m)	
		SP	Target
A	A2	0.0022	0.0011
B	B4	0.0021	0.0032
E	E3	0.0038	0.0013

La precisione delle registrazioni mediante MSA, quantificata sulla base della deviazione standard dei residui, è riportata in Tabella 4.2.4. Non si riportano i dati relativi alla precisione delle registrazioni mediante punti omologhi, essendo queste ultime solamente propedeutiche alla procedura di MSA; indicativamente i rispettivi valori (deviazione standard) sono circa un ordine di grandezza superiore a quelli calcolati per la MSA. Una conferma del "significativo miglioramento" ottenuto della procedura è riportata in Bremer e Sass (2012).

Tabella 4.2.4 – Qualità delle registrazioni MSA (intesa come deviazione standard dei residui) tra le diverse SP di ciascun'area (S1, S2, S3) e tra le nuvole di punti "globali" relative a successive campagne di rilievo (S2 su S1, S3 su S2).

Area	Qualità registrazione MSA (deviazione standard – m)				
	S1	S2 su S1	S2	S3 su S2	S3
A	0.0210	0.0130	0.0222	0.0169	0.0221
B	0.0139	0.0133	0.0120	0.0195	0.0137
E	0.0151	0.0113	0.0114	0.0172	0.0111

Il filtraggio della vegetazione, effettuato per rimuovere dal set di dati tutti i punti relativi alla vegetazione, è un'operazione necessaria per ottenere la base di punti di terreno (*ground*) da cui calcolare il modello della superficie. Nel presente lavoro, l'eliminazione della vegetazione è stata realizzata in due passaggi. È stata innanzitutto applicata una procedura iterativa di filtraggio basata sul confronto tra la quota di ciascun punto e la corrispondente superficie orizzontale costruita sul punto a quota minore e riferita a una griglia a risoluzione sempre più fine. I punti che si trovano oltre una certa distanza al di sopra o al di sotto della

superficie di riferimento vengono quindi considerati “esterni” al terreno e inizialmente identificati come vegetazione (Riegl, 2009). Dal momento che questo metodo può portare, sotto determinate condizioni e scelte dei parametri, ad un errata identificazione delle aree ad elevata pendenza e dei margini di grossi massi come “elementi di vegetazione”, è necessaria un’accurata ispezione manuale per correggere gli errori. Questa parte del lavoro può richiedere molto tempo, poiché in morfologie di tipo complesso come quelle scansionate sul Moscardo non è sempre possibile individuare combinazioni di parametri tali da garantire un efficace filtraggio automatico su tutta l’area d’interesse. In alcuni casi il filtraggio deve inoltre venire impostato in maniera conservativa, e quindi bisogna provvedere successivamente all’eliminazione manuale degli elementi di vegetazione più problematici da individuare, quali bassi cespugli e vegetazione erbacea. In Figura 4.2.3 si riportano due schermate del software Cloud Compare in cui è osservabile la stessa nuvola di punti prima e dopo la rimozione dei punti di vegetazione.

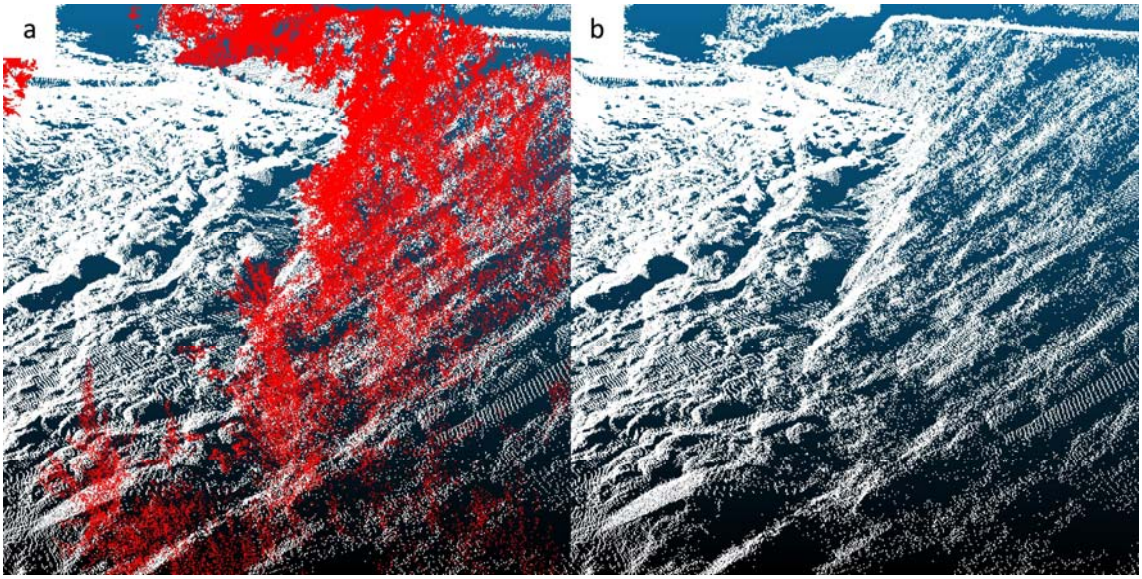


Figura 4.2.3 – a) Nuvole di punti prima e b) dopo la rimozione della vegetazione. Le schermate sono relative al software Cloud Compare.

La georeferenziazione delle nuvole di punti tramite GPS è stata effettuata solamente per la prima campagna di rilievi. Per le successive, anziché procedere a nuove acquisizioni, si è scelto di registrare le nuvole di punti su quelle relative alla campagna precedente (S2 su S1, S3 su S2), già georiferite. Questa scelta, in accordo con quanto riportato in Schürch et al. (2011), è stata fatta considerando l’obiettivo del presente studio, che si focalizza su cambiamenti geomorfici tra scansioni successive attraverso l’analisi dei DEM delle differenze (DoD).

Procedendo secondo questo schema, l'accuratezza assoluta dell'elevazione viene sacrificata a favore di una maggiore precisione relativa nel rilevamento dei cambiamenti morfologici, in particolare per quelli riferiti alla componente verticale. Questo approccio è in grado di garantire la miglior consistenza possibile tra rilievi successivi, in quanto qualsiasi errore sistematico presente tra la morfologia reale e il primo rilievo (S1) viene automaticamente incluso nei rilievi successivi; in questo modo gli errori assoluti sulla componente verticale non vengono propagati nei DoD calcolati tra DEM successivi. Il possibile svantaggio dell'applicazione di questo criterio potrebbe emergere nel momento in cui venga ricercata l'accuratezza assoluta dell'*n*-esimo rilievo, poiché lo scostamento dalla situazione reale tende inevitabilmente ad accrescersi con l'aumentare di *n*, secondo la combinazione dell'errore di georeferenziazione del primo rilievo con quelli di registrazione dei rilievi successivi.

Nella fase di registrazione, le aree soggette a evidenti cambiamenti geomorfologici sono state prima identificate e quindi escluse dalle nuvole di punti con cui procedere all'allineamento. Come operato in precedenza nella registrazione delle nuvole di punti ottenute da diverse SP per ciascun'area, si è proceduto ad una prima registrazione grossolana per mezzo di punti omologhi e successivamente alla procedura di MSA. Le matrici di rototraslazione sono state quindi applicate alle nuvole "complete" comprensive delle aree interessate da cambiamenti. La qualità delle registrazioni per le diverse aree, sintetizzata dalla radice dell'errore quadratico medio, è riportata in Tabella 4.2.4.

In uno studio sull'allineamento di scansioni TLS successive, Day et al. (2013) hanno evidenziato i vantaggi dell'allineamento basato su riferimenti naturali (alberi, ponti e grossi massi), la cui precisione risulta generalmente essere superiore a quella ottenibile dalla georeferenziazione delle nuvole di punti mediante il solo impiego del GPS differenziale.

La gestione delle nuvole di punti dal punto di vista computazionale, anche se private da elementi di vegetazione, può rivelarsi complicata a causa della loro dimensioni. Esse infatti possono essere costituite da diverse decine di milioni di punti, in particolare quelle relative a estensioni vaste come nel caso dell'Area E. Siccome la densità dei punti rilevati diminuisce con la distanza dalle SP, per garantire una buona risoluzione su tutta l'area scansionata le aree più vicine alle SP risultano inevitabilmente caratterizzate da una densità di punti eccessiva, fondamentalmente inutile ai fini del presente studio. Per "alleggerire" le nuvole di punti senza compromettere la risoluzione globale (come avverrebbe nel caso di una semplice decimazione dei punti) è stato applicato un filtro *octree* alla risoluzione di 0.02 m. Questo tipo di filtraggio è utilizzato per suddividere lo spazio secondo uno schema gerarchico di cubi di dimensioni progressivamente decrescenti, in cui ogni cella è popolata da un punto di coordinate pari alla

media di quelle dei punti presenti nel suo volume (Girardeau-Montaut et al., 2005). I numeri di punti *ground* ottenuti in seguito all'applicazione del filtro *octree* su cui sono stati calcolati i modelli delle superfici per le diverse aree sono riportati in Tabella 4.2.1.

I DEM in formato *raster* sono stati calcolati a una risoluzione di 0.2 m utilizzando l'interpolatore *Natural Neighbor* (Sibson, 1981). Questa tecnica di interpolazione è stata scelta principalmente per la sua facilità d'uso (non richiede l'impostazione di parametri in input) combinata all'accurata e attendibile ricostruzione della morfologia reale, anche rispetto ad altri interpolatori (Abramov and McEwan, 2004; Yilmaz, 2007; Scheidl et al., 2008; Bater and Coops, 2009). La tecnica, inoltre, permette di ridurre gli effetti di livellamento (*smoothing*) che si possono riscontrare mediante l'applicazione di altri interpolatori quali ad esempio *Spline* e *Kriging* (Tarolli et al., 2012). Rispetto a questi ultimi due interpolatori, inoltre, mediante l'impiego del *Natural Neighbor* viene evitata la creazione di picchi e depressioni che non siano già presenti nel set di dati di partenza da cui ottenere il DEM (Höhle e Potuckova, 2011). Va comunque considerato che la scelta del metodo di interpolazione e dei suoi parametri dipende da vari fattori, tra cui il tipo di fenomeno da interpolare, le caratteristiche delle superfici e, non ultimo, lo scopo dell'interpolazione stessa (Fencik et al., 2005).

Nel processo di interpolazione dei DEM è stata posta particolare attenzione a realizzare modelli che potessero risultare *concordanti* (*concurrent*) per ciascun'area. Le condizioni per la *concordanza* possono essere riassunte nella perfetta sovrapponibilità delle griglie raster, che richiede ortogonalità (quindi stessa risoluzione e condivisione dei centri delle celle, garantita dal loro allineamento nelle direzioni degli assi *x* e *y*) e corrispondenza esatta dell'estensione spaziale (Wheaton, 2011).

Nelle "zone d'ombra" in cui non è stato possibile acquisire punti *ground* a causa della morfologia o della schermatura causata da vegetazione troppo fitta, le *lacune* (*data voids*) sono state automaticamente "riempite" nel processo di interpolazione del DEM. Il loro effetto di riduzione dell'accuratezza del modello è stato limitato costruendo un poligono perimetrale (*bounding polygon*) ai punti *ground*, da usare come maschera con cui ritagliare ciascun rispettivo DEM. I poligoni perimetrali, calcolati sulla base di una distanza di aggregazione massima tra i punti di 10 m, sono stati creati con il plugin del software Esri ArcGIS© 10 GCD v.5.0.36, sviluppato da Wheaton et al. (2010).

4.2.3. Analisi dell'accuratezza generale dei DEM

Per quantificare gli errori generati nel processamento dei dati TLS è stata condotta un'analisi generale dell'accuratezza dei DEM rispetto alla componente verticale.

Normalmente, nell'analisi dell'accuratezza un set di dati rappresentativo di *Punti di Controllo di Terra* (*Ground Control Points* – GCP) indipendenti da quelli utilizzati per calcolare il DEM viene messo in relazione con il DEM stesso (es. Brasington et al., 2003; Lane et al., 2003; Buckley e Mitchell, 2004; Panissod et al., 2009). Come principio, l'accuratezza dei GCP dovrebbe essere maggiore di quella del DEM che si intende valutare (Höhle e Potuckova, 2011), inoltre i GCP dovrebbe venire acquisiti in quantità rappresentativa e in modo spazialmente distribuito sul DEM da validare (Brasington et al., 2003). L'ipotesi di utilizzare il set di dati relativo ai rilievi ALS del 2006/2008 (non tutto il bacino era coperto da dati acquisiti nel corso del medesimo rilievo), limitando le analisi alle aree non esposte a variazioni morfologiche, è stata scartata per la minore accuratezza intrinseca del dato ALS rispetto a quello TLS (v. Par. 2.3).

Gli errori, δz, sono considerati come la differenza tra le quote dei GCP e delle celle corrispondenti del DEM. In genere le analisi statistiche vengono effettuate calcolando l'errore medio (*Mean Error*), la radice dell'errore quadratico medio (*Root Mean Square Error – RMSE*), la deviazione standard dell'errore (*Standard Deviation of Error*) e analizzando l'istogramma della distribuzione degli errori. Idealmente, l'istogramma dovrebbe mostrare una distribuzione di tipo *normale* e l'assenza di errori di tipo sistematico (riscontrabili, ad esempio, da uno scostamento del valore medio dallo zero). L'applicazione degli indici statistici sopra elencanti è considerata valida solamente nel caso che la distribuzione degli errori sia di tipo *normale* e non siano presenti errori sistematici. La presenza di valori anomali (*outliers*), inoltre, condiziona sensibilmente l'affidabilità di questi indici. Il discostamento dalla normalità nella distribuzione degli errori può essere controllato in maniera grossolana analizzando l'istogramma degli errori, tuttavia un metodo più accurato è ottenibile dall'analisi dei grafici *Quantile-Quantile* (*Q-Q Plot*), in cui i quantili ottenuti dai dati "osservati" vengono confrontati con quelli che si avrebbero nel caso che i dati seguissero esattamente una distribuzione normale (dati teorici). Maggiore è l'allineamento dei punti, più la distribuzione dei dati "osservati" è vicina a quella normale (Höhle e Höhle, 2009).

Nel caso dei DEM calcolati da dati acquisiti mediante tecniche di laser scanning, la distribuzione degli errori raramente presenta un andamento di tipo normale (Höhle e Höhle, 2009). L'analisi può tuttavia essere migliorata calcolando le stesse statistiche su un set di dati privato da *outlier*. Un metodo per identificare gli *outlier* può essere quello di applicare una

soglia. Un valore di soglia ragionevole, al di sopra del quale gli errori vengono classificati come *outlier*, può essere pari al triplo della radice dell'errore quadratico medio, come riportato in Höhle e Potuckova (2011).

Nel caso di una distribuzione degli errori non normale, un metodo alternativo per l'analisi dell'accuratezza dei DEM può essere usato. Nel loro lavoro, Höhle e Höhle (2009) propongono alcune analisi statistiche basate su indicatori definiti *robusti*, maggiormente indicati dei classici indici nel caso di elevata presenza di *outlier*. Questi indici sono i seguenti:

- **mediana** (o anche $Q_{\delta z}(0.50)$ oppure $m_{\delta z}$ pari al quantile di ordine 0.5). È un robusto stimatore dell'errore sistematico dei DEM;
- **NMAD** (scostamento mediano dalla mediana normalizzato – *Normalized Median Absolute Deviation*). È uno stimatore della scala della distribuzione δz, e corrisponde alla deviazione standard in assenza di *outlier*. Viene calcolata come

$$NMAD = 1.4826 \cdot median_j\left(\left|\delta z_j - m_{\delta z}\right|\right) \qquad \text{[Eq. 4.2.1]}$$

  dove δz_j sono i singoli errori e $m_{\delta z}$ è la mediana degli errori;

- **quantile di ordine 0.683** e **quantile di ordine 0.95 dell'errore assoluto** ($Q_{|\delta z|}(0.683)$ e $Q_{|\delta z|}(0.95)$). Indicano rispettivamente i valori cui il 68.3% e il 95% degli errori cadono entro l'intervallo [0, $\hat{\sigma}$] e [0, 1.96· $\hat{\sigma}$], dove $\hat{\sigma}$ è la deviazione standard stimata.

Nel presente studio, i GCP con cui effettuare l'analisi dell'accuratezza dei DEM sono stati ottenuti dalle scansioni preliminari (di *overview*) acquisite durante la prima campagna di rilievi S1. Tali scansioni, effettuate a 360°, hanno lo scopo di inquadrare lo spazio su cui condurre i successivi rilievi ad elevata risoluzione. Per ciascun'area è stata scelta la scansione relativa alla SP con la migliore qualità di rilievo GPS (v. Tab. 4.2.3). La scelta di utilizzare questi set di dati è stata condizionata principalmente dalla difficoltà di accesso alle aree scansionate, in particolare per quello che riguarda l'Area E. Il risparmio di tempo e di risorse è stato inoltre preso in considerazione, dal momento che l'acquisizione di un numero sufficiente di GCP, acquisiti singolarmente mediante rilievo GPS o mediante stazione totale, sarebbe potuto risultare onerosa.

I punti appartenenti alle scansioni preliminari, anche se non completamente indipendenti dai dati ad alta risoluzione scansionati (è stato utilizzato lo stesso strumento senza provvedere al suo riposizionamento), non sono stati utilizzati nell'interpolazione dei DEM, e sono stati filtrati secondo questi criteri:

- filtro *octree* impostato a 0.05 m;
- densità della corrispondente cella del DEM ≥ 2 punti m^{-2};
- pendenza del terreno della corrispondente cella del DEM < 100%;
- distanza da qualsiasi punto di vegetazione > 0.5 m;
- distanza dal poligono perimetrale della nuvola di punti > 1 m;
- scabrezza del terreno (definita come la deviazione standard della topografia residuale all'interno di una finestra mobile di dimensione 5x5 celle, vedi Cavalli e Marchi, 2008) < 1 m;
- aree identificate come immutate (o in cui sono avvenuti cambiamenti trascurabili) durante l'intero periodo di monitoraggio e comuni a S1, S2 e S3.

Dal momento che la registrazione di ogni rilievo è stata fatta su quello precedente (ad eccezione, ovviamente, di S1), la valutazione dell'accuratezza basata sugli errori dei GCP è stata fatta considerando la differenza relativa δz rispetto al set di dati precedente anziché alla scansione preliminare di S1 (ad esempio, l'analisi relativa a S3 non è stata condotta su $\delta z = z_{DEM(S3)} - z_{GCP}$, bensì su $\delta z = (z_{DEM(S3)} - z_{GCP}) - (z_{DEM(S2)} - z_{GCP}) = z_{DEM(S3)} - z_{DEM(S2)}$ alle coordinate *x* e *y* di ciascun GCP).

4.2.4. Spazializzazione dell'incertezza verticale

L'analisi dei cambiamenti geomorfologici condotta attraverso il confronto multitemporale di rilievi topografici, inizialmente applicato in ambiente fluviale, è noto come "metodo morfologico" (*morphological method* – Ashmore e Church, 1998). Il metodo è in grado di offrire un quadro delle dinamiche erosive e deposizionali, sia nei confronti di rilievi monodimensionali (es. rilievo di sezioni trasversali o profili longitudinali – Martin e Church, 1995; Brewer e Passmore, 2002) che per quelli bi/tridimensionali (es. Lane et al., 2004), di seguito definiti 2.5D. La questione riguardante la *n*-dimensionalità dei modelli è discussa nel Paragrafo 2.1.1.

Il sistema più semplice di condurre un'analisi di questo tipo su DEM 2.5D multitemporali consiste nell'effettuare la loro sottrazione per ottenere il DoD, una volta che sia garantita la loro *concordanza* (v. Par. 4.2.2):

$$DoD_{21} = DEM_{t2} - DEM_{t1} \qquad \text{[Eq. 4.2.2]}$$

dove DEM_{t2} si riferisce a un modello ottenuto da un rilievo successivo a DEM_{t1}. Il DoD risultante mostra pertanto le variazioni di elevazione; moltiplicando questi valori per l'area delle celle del raster si ottengono le variazioni volumetriche.

Il problema di questo tipo di analisi è che non vengono tenuti in alcuna considerazione i livelli di errore dei DEM di partenza, in quanto la qualità dei DEM è funzione di diverse componenti, tra cui la qualità del rilievo (precisione dello strumento, errori di misurazione, densità di campionamento, ecc.), la complessità topografica, il metodo di interpolazione (Wheaton et al., 2010).

Il metodo più semplice per tenere in considerazione la qualità dei DEM nell'analisi dei cambiamenti geomorfologici è quella di definire una soglia minima di incertezza verticale (*minimum level of detection* – $_{min}LoD$) al di sopra della quale le variazioni si considerano reali e non errore (o rumore – *noise*), quindi propagare questa soglia in maniera uniforme sul DoD (Brasington et al., 2000; Fuller et al., 2003).

Assunta come trascurabile l'influenza dell'incertezza orizzontale su quella verticale δz, Brasington et al. (2003) propongono di definire la soglia $_{min}LoD$ considerando che gli errori dei DEM di partenza si propagano nell'errore del DoD (δu_{DoD}) secondo la seguente relazione:

$$\delta u_{DoD} = \sqrt{(\delta z_{new})^2 + (\delta z_{old})^2} \qquad \text{[Eq. 4.2.3]}$$

dove δz_{new} e δz_{old} sono rispettivamente gli errori calcolati per il DEM più recente e per quello più vecchio.

Il valore di δu_{DoD} può, anziché venire calcolato come singolo valore valido per tutto il DoD, essere calcolato come variabile poiché dipendente da valori di δz variabili entro ciascun DEM. Un esempio di quest'ultimo approccio è reperibile nei lavori di Brasington et al.(2003) e di Lane et al. (2003), in cui in ambito fluviale il valore δz viene distinto per le aree sommerse (*wet*) e quelle asciutte (*dry*). In Scheidl et al. (2008) δz viene spazializzato e messo in relazione con le pendenze calcolate dal DEM. La possibilità di "abbassare" la soglia $_{min}LoD$ in aree dove la qualità del DEM è maggiore può permettere di recuperare informazione soprattutto per quello che riguarda cambiamenti morfologici di modesta entità, che potrebbero non venire rilevati con l'attribuzione di un valore di soglia uniforme per l'intero DEM.

Un'alternativa al metodo appena descritto è proposta da Brasington et al.(2003) e Lane et al. (2003), e verrà in seguito denominato *metodo a soglia probabilistica*. Basandosi sulla teoria statistica degli errori (Taylor, 1997) viene proposta una modifica all'Equazione [4.2.3] per la stima di $_{min}LoD$, con l'obiettivo di ridurre la perdita di informazione nei DoD. Il metodo

prevede il calcolo di una soglia probabilistica U_{crit}, calcolata secondo un intervallo di confidenza definito dall'utente. Considerando δz come una ragionevole approssimazione della deviazione standard dell'errore (*SDE*) di ciascun DEM, si ha che:

$$U_{crit} = t\left(\sqrt{SDE_{new}^2 + SDE_{old}^2}\right) \qquad \text{[Eq. 4.2.4]}$$

in cui t è il valore della t-statistica per l'intervallo di confidenza stabilito, calcolato come:

$$t = \frac{\left|z_{DEM_{new}} - z_{DEM_{old}}\right|}{\delta u_{DoD}} \qquad \text{[Eq. 4.2.5]}$$

dove $\left|z_{DEM_{new}} - z_{DEM_{old}}\right|$ è il valore assoluto del DoD per ciascuna cella. La probabilità che una differenza di quota sia dovuta a semplici errori di misura può essere calcolata mettendo in relazione la t-statistica con la sua funzione di distribuzione cumulata. Il DoD può così essere calcolato escludendo tutte le variazioni di quota con probabilità più bassa della soglia impostata, che varia spazialmente basandosi su un intervallo di confidenza ed è ricavata da stime di un δz spazialmente uniforme (Wheaton, 2008). Nel presente studio il metodo a soglia probabilistica è stato applicato ai DEM con un intervallo di confidenza del 95%.

Un ulteriore metodo per la spazializzazione dell'incertezza verticale è stato proposto da Wheaton et al. (2010), ed è stato utilizzato nel presente lavoro per il calcolo dei DoD. Partendo dal presupposto che le aree ad elevata pendenza, ad alta scabrezza, con presenza di vegetazione, con bassa densità di punti possiedono un'elevata soglia di incertezza, attraverso una metodologia basata sulla logica *fuzzy* (trad. *sfumata*) è possibile combinare queste informazioni e spazializzare l'incertezza per ciascuna cella dei DEM. Il metodo è stato implementato nel plugin di ArcGIS 10 GCD (Geomorphic Change Detection); in questo studio è stata utilizzata la versione 5.0.36 (liberamente scaricabile da internet, http://gcd.joewheaton.org/).

Il processo di inferenza basato su logica *fuzzy* (*Fuzzy Inference System – FIS*, Klir e Yuan, 1995) richiede la definizione di un sistema di regole, sulla base del quale vengono analizzati i raster in input con le diverse informazioni (es. densità dei punti, pendenza, scabrezza del terreno, qualità dell'acquisizione GPS, ecc.) e poi individuata una soglia di incertezza δz cella per cella. Gli input elencati a titolo d'esempio sono riconosciuti da diversi studi come indicatori di incertezza verticale (es. Scheidl et al., 2008; Wheaton, 2008; Bater e Coops, 2009; Milan et al., 2011; Schürch et al., 2011).

Il FIS è composto da quattro componenti (Wheaton et al., 2010):

1. Specificazione del tipo di FIS, metodi di operazione *fuzzy*, metodo di implicazione delle regole (AND vs. OR), metodo di aggregazione (MIN vs. MAX), metodo di defuzzificazione (se applicabile).
2. Definizione delle funzioni di appartenenza per gli input.
3. Definizione delle regole di relazione tra input e output.
4. Definizione delle funzioni di appartenenza per gli output.

Le impostazioni utilizzate per il FIS, proposte da Wheaton et al. (2010), sono:

- Tipo di FIS: *Mamandi*.
- Metodo di operazione *fuzzy*: *AND*.
- Metodo di implicazione delle regole: *metodo dei minimi*.
- Metodo di aggregazione: *metodo dei massimi.*
- Metodo di defuzzificazione: *centroide*.

Le forme delle funzioni di appartenenza utilizzate sono quelle *triangolari* e *trapezioidali*, nonostante gli output del FIS non siano significativamente condizionati dalla forma impostata (Klir e Yuan, 1995). Wheaton et al. (2010) propongono di definire le funzioni di appartenenza sulla base di semplici aggettivi linguistici (es. *alto*, *medio*, *basso*) per caratterizzare le variabili di input, e quindi definire l'intervallo di valori che contraddistingue ciascun aggettivo. L'esatta definizione della funzione di appartenenza, fintanto che copre l'intervallo di valori possibili per ciascuna variabile, non è un aspetto di particolare criticità (Klir e Yuan, 1995; Jang e Gulley, 2007). Più importante, invece, è che la funzione di appartenenza della variabile di output (δz) corrisponda a valori di output realistici (Wheaton et al., 2010). Per un approfondimento sul funzionamento dei FIS si rimanda a Wheaton (2008) e a Wheaton et al. (2010).

Nel presente studio la scelta degli indicatori di incertezza verticale da impiegare come variabili di input nel FIS è stata fatta analizzando per ciascuna cella dei raster la correlazione con i corrispondenti valori assoluti dei DoD grezzi ($_{min}LoD = 0$), per tutte le celle appartenenti ad aree identificate come immutate tra le diverse campagne di rilievi. Il valore del DoD atteso in queste celle dovrebbe infatti essere il più vicino possibile a zero, pertanto maggiore il valore riscontrato, maggiore l'errore verticale δz.

In aggiunta ad alcuni degli indici più comunemente utilizzati (pendenza, densità di punti, scabrezza) è stato sviluppato un nuovo indice, basato sull'osservazione delle tipiche strutture di "rumore" (Fig. 4.2.4) causate dalla presenza della vegetazione nei DEM di origine

LiDAR (Alba e Scaioni, 2010; Coveney et al., 2010; Bremer e Sass, 2012). Nonostante alcuni interpolatori come il *Natural Neighbor* abbia un maggior effetto di spianamento (*smoothing*) di queste strutture rispetto a una semplice interpolazione lineare, l'effetto di aumento dell'incertezza verticale non può venir annullato.

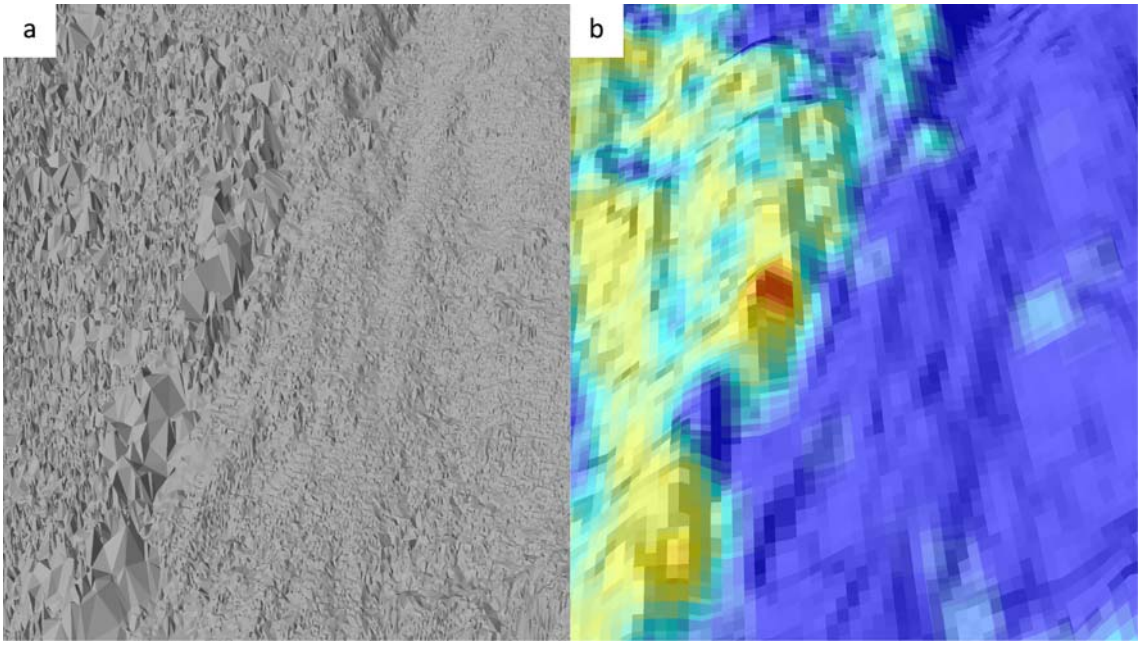


Figura 4.2.4 – Tipiche strutture di "rumore" causate dalla presenza della vegetazione nel modello della superficie del terreno derivato da dati TLS. a) TIN realizzato dai punti ground su un versante dell'Area B (pendenza media: 70%), in cui si può osservare una superficie meno sconnessa nella parte destra, dove la vegetazione è assente; b) Indice Vegetation Noise calcolato per la stessa area a una risoluzione di 0.2 m (dal blu al rosso: valori crescenti dell'indice).

L'indice, definito *Vegetation Noise* (disturbo causato dalla vegetazione), intende misurare la presenza relativa della vegetazione in relazione ai punti *ground* utilizzati nell'interpolazione del DEM. Il suo calcolo richiede la disponibilità, oltre che al set di dati dei punti *ground*, anche di quello relativo ai punti di vegetazione, normalmente filtrati dalla nuvola di punti grezza.

L'indice viene calcolato come:

$$Vegetation\ Noise = log\left(\frac{n_{veg}}{n_{gr}+0.1} + 1\right) / log(10k^2) \quad \text{[Eq. 4.2.6]}$$

dove n_{veg} è il numero di celle nella finestra mobile che contengono almeno un punto di vegetazione (non utilizzato nel calcolo del DEM), n_{gr} è il numero di celle che contengono almeno un punto *ground*, 0.1 e 1 sono fattori di correzione per evitare valori non validi, k^2 è il numero di celle da cui è composta la finestra mobile di lato k celle. La trasformazione

logaritmica dell'indice è stata utilizzata per ridurre i valori dell'indice a un intervallo compreso tra 0 e poco più di 1, a seconda delle dimensioni della finestra mobile. Questa trasformazione è stata ritenuta utile per semplificare i confronti tra diverse elaborazione, riconducendo l'indice a un valore più facilmente comparabile.

Nel presente studio è stata utilizzata una finestra mobile composta da 5x5 celle, pertanto i valori di Vegetation Noise sono compresi in un intervallo tra 0 e 1.000723.

In Figura 4.2.5 si può osservare l'applicazione dell'indice Vegetation Noise su un'area caratterizzata dalla presenza di diversi tipi di vegetazione e da densità variabili riferite ai punti di vegetazione e a quelli *ground*.

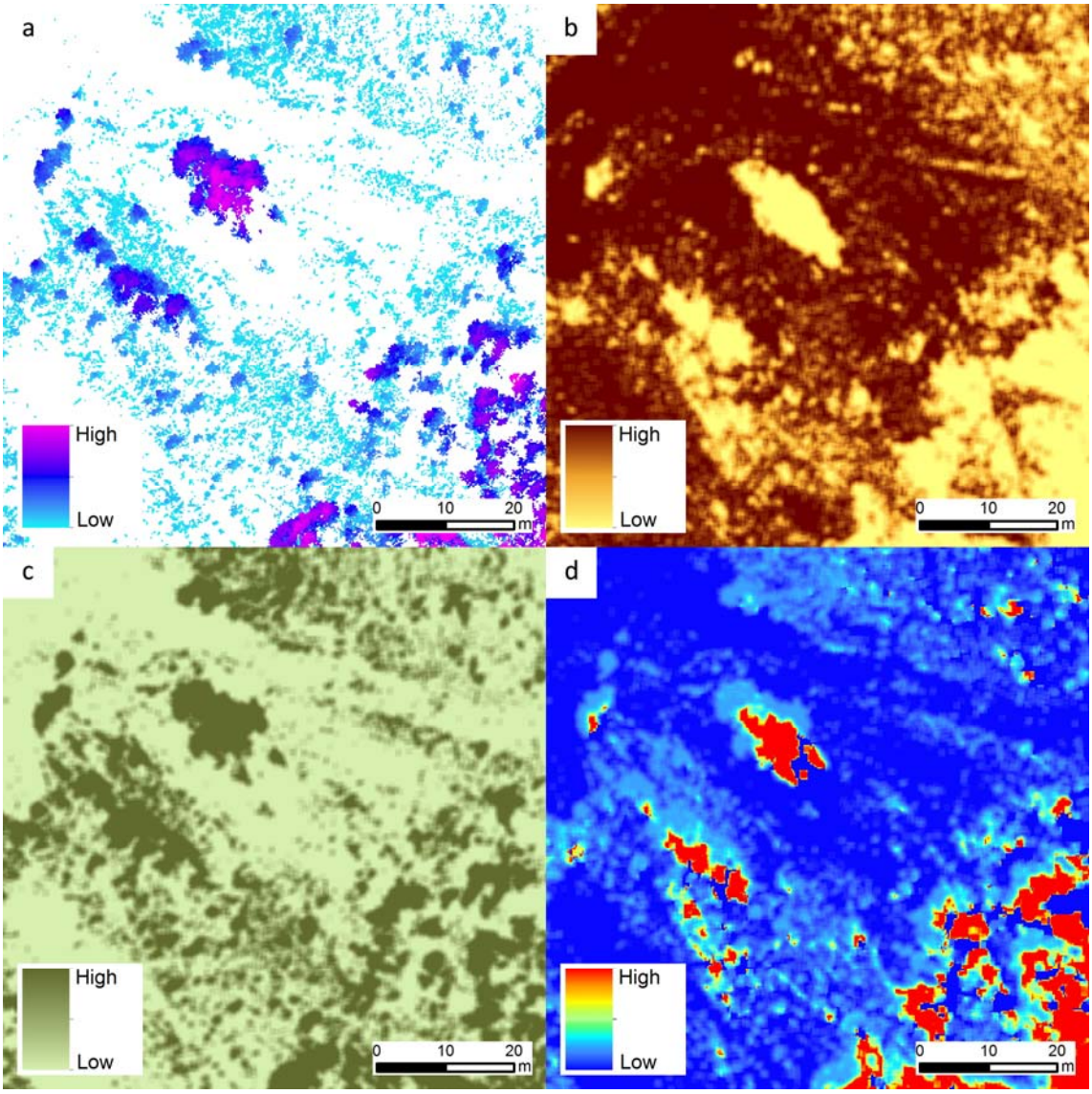


Figura 4.2.5 – Tematismi relativi all'effetto di "rumore" causato dalla vegetazione, calcolati alla risoluzione di 0.2 m. a) altezza massima della vegetazione rispetto al terreno; b) numero di celle che contengono almeno un punto ground in una finestra mobile di 5x5 celle; c) numero di celle che contengono almeno un punto di vegetazione in una finestra mobile di 5x5 celle; d) indice Vegetation Noise.

I risultati della correlazione dei quattro indici (pendenza, densità di punti, scabrezza, Vegetation Noise) individuati come indicatori di incertezza verticale con le aree non esposte a cambiamenti morfologici ricavate dai DoD sono riportati nel Paragrafo 5.2.2.

Sulla base dei risultati ottenuti e per i fini dell'utilizzo del metodo GCD per la valutazione dei cambiamenti morfologici nel presente studio, è stata fatta la scelta di utilizzare come input del FIS i tematismi densità di punti, pendenza e Vegetation Noise.

Le funzioni di appartenenza del FIS implementate nel metodo GCD sono state definite sulla base delle analisi dei *pattern* di correlazione, e sono riportate in Figura 4.2.6 (seguendo lo schema proposto da Wheaton et al., 2010). I valori di δz in output sono stati definiti in riferimento ai valori riportati in ordinata nei grafici di correlazione (v. Par. 5.2.2).

Le regole di relazione tra input e output (Tab. 4.2.5) sono basate sullo schema proposto da Wheaton et al. (2010, Tab. IV), a cui sono state apportate alcune modifiche.

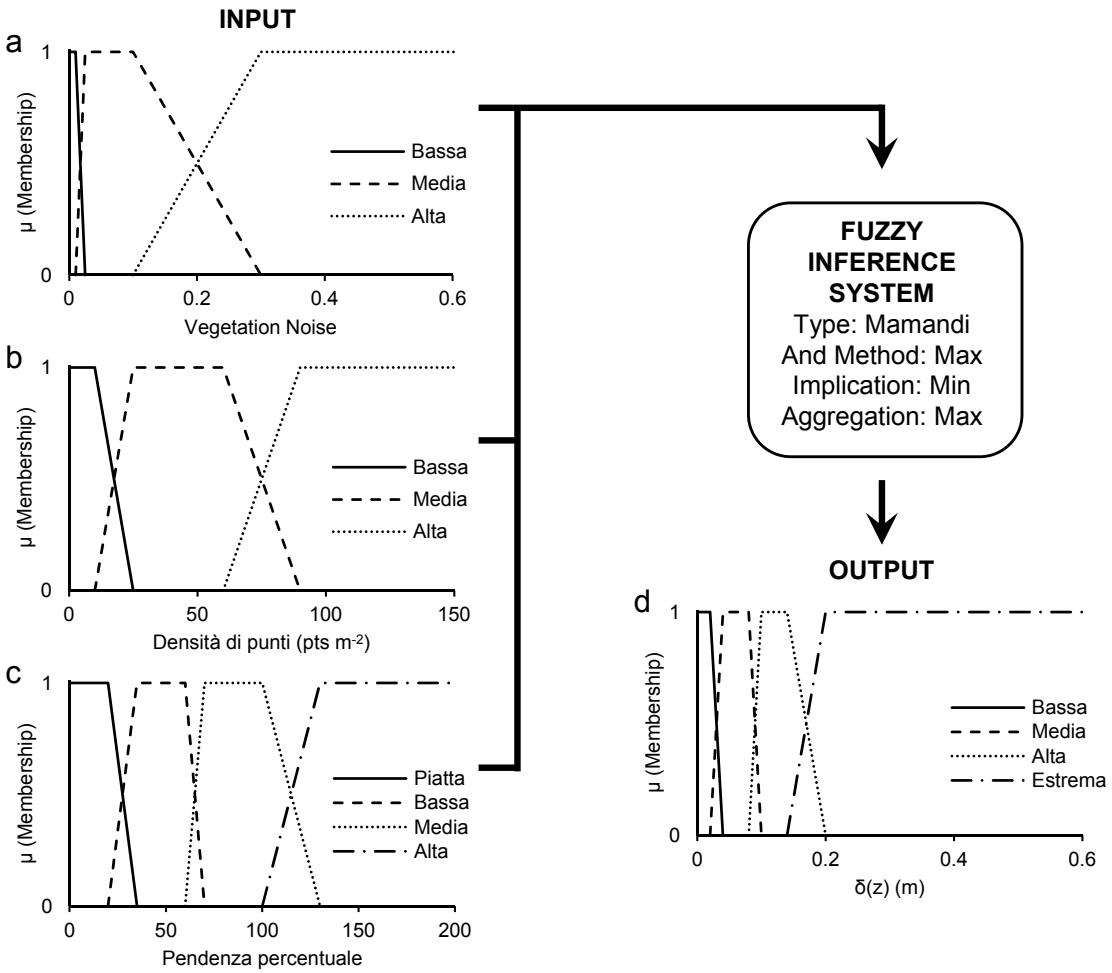


Figura 4.2.6 – Funzioni di appartenenza del FIS utilizzate nel presente studio. Input: a) Vegetation Noise; b) Densità di punti; c) Pendenza percentuale. Output: d) Incertezza verticale δz.

Tabella 4.2.5 – Sistema di regole a 3 input utilizzato nella stima dell'incertezza verticale con il metodo FIS GCD.

Regola	Input			Output
	Veg.Noise	Densità	Pendenza	δz
1	Bassa	Alta	Piatta	Bassa
2	Bassa	Media	Piatta	Media
3	Bassa	Bassa	Piatta	Alta
4	Bassa	Alta	Bassa	Bassa
5	Bassa	Media	Bassa	Media
6	Bassa	Bassa	Bassa	Alta
7	Bassa	Alta	Media	Bassa
8	Bassa	Media	Media	Media
9	Bassa	Bassa	Media	Alta
10	Bassa	Alta	Alta	Media
11	Bassa	Media	Alta	Alta
12	Bassa	Bassa	Alta	Estrema
13	Media	Alta	Piatta	Bassa
14	Media	Media	Piatta	Media
15	Media	Bassa	Piatta	Alta
16	Media	Alta	Bassa	Media
17	Media	Media	Bassa	Alta
18	Media	Bassa	Bassa	Estrema
19	Media	Alta	Media	Bassa
20	Media	Media	Media	Media
21	Media	Bassa	Media	Alta
22	Media	Alta	Alta	Media
23	Media	Media	Alta	Alta
24	Media	Bassa	Alta	Estrema
25	Alta	Alta	Piatta	Media
26	Alta	Media	Piatta	Alta
27	Alta	Bassa	Piatta	Estrema
28	Alta	Alta	Bassa	Media
29	Alta	Media	Bassa	Alta
30	Alta	Bassa	Bassa	Estrema
31	Alta	Alta	Media	Media
32	Alta	Media	Media	Alta
33	Alta	Bassa	Media	Estrema
34	Alta	Alta	Alta	Alta
35	Alta	Media	Alta	Alta
36	Alta	Bassa	Alta	Estrema

L'analisi dell'incertezza propagata nei DoD è stata affinata applicando un approccio complementare al FIS, basato sull'osservazione che i fenomeni erosivi e deposizionali tendono a verificarsi secondo *pattern* spazialmente coerenti (Wheaton et al., 2010). Nonostante i confini

delle aree soggette a variazioni possano presentarsi “netti” oppure “sfumati”, è assai probabile che il valore di ciascuna cella del DoD sia in qualche modo condizionata (secondo un modello di continuità o di coerenza) da quelle vicine; viceversa è improbabile trovare in un’area caratterizzata da erosione/deposizione uniforme una cella isolata che assume valori in controtendenza rispetto a quelle nel suo intorno.

Il metodo GCD implementa una funzione di *coerenza spaziale* che attribuisce alle celle del DoD che mostrano valori coerenti a quelli dell’intorno una maggiore probabilità che il cambiamento sia reale, viceversa nel caso di assenza di un *pattern* strutturato. In questo modo è possibile recuperare informazione da quelle celle che fanno parte di un’unità coerente ma presentano un valore inferiore alla soglia $_{min}LoD$ impostata. Attraverso l’applicazione di un Teorema di Bayes, l’analisi di coerenza spaziale viene combinata con il FIS nel metodo GCD, fornendo così un approccio integrato per la stima dell’incertezza verticale. Il metodo è descritto in dettaglio in Wheaton (2008) e in Wheaton et al. (2010).

Nel caso delle dinamiche collegate alle colate detritiche, va tuttavia tenuto presente che una variazione anche importante in una cella del DoD può accompagnarsi all’assenza di variazioni in una cella limitrofa, come ad esempio nel caso del collasso della sommità di una sponda oppure alla deposizione di un lobo di colata, situazioni che possono entrambe presentare un margine netto della variazione. La scelta dei parametri del metodo di analisi della coerenza spaziale deve essere pertanto fatta considerando le dinamiche osservate, le caratteristiche fisiche dell’area analizzata e la risoluzione dei DoD.

Nel presente studio il filtro di coerenza è stato applicato utilizzando una finestra mobile di 7x7 celle e una soglia per la funzione di trasformazione del 60%. Dai dati a disposizione è stato osservato che l’incremento delle dimensioni della finestra mobile porta a una minore capacità di recuperare informazione da fenomeni erosivo/deposizionali a scala ridotta (es. piccoli ruscellamenti). Bisogna comunque considerare che la scelta delle dimensioni della finestra mobile è dipendente dalla risoluzione. L’impostazione delle dimensioni a 7x7 celle è stata considerata valida per la risoluzione di 0.2 m, combinata alle caratteristiche geolitologiche presenti nelle aree scansionate sul Moscardo.

Le analisi riguardanti i cambiamenti della morfologia sono state condotte sulle intere aree scansionate, tuttavia il bilancio dei volumi di erosione/deposizione è stato ristretto alle sole aree in cui l’accadimento di variazioni è acclarato, sulla base dell’osservazione dei DoD. In questo modo, escludendo le aree in cui le variazioni della morfologia non sono distinguibili dagli errori verticali, l’errore attribuibile all’incertezza verticale è stato ridotto.

4.3. Elaborazioni fotogrammetriche

Nel presente studio, l'analisi delle variazioni morfologiche condotta mediante il calcolo dei DoD è stata effettuata sulla base dei DEM calcolati da nuvole di punti acquisite tramite rilievi TLS. Per quanto caratterizzati da elevata accuratezza e precisione, tali rilievi richiedono un considerevole sforzo organizzativo e logistico per essere effettuati in maniera tempestiva (ad esempio in seguito a un evento di colata detritica), soprattutto considerate le difficoltà d'accesso alle aree da scansionare.

Fatte queste considerazioni, si è ritenuto utile investigare la qualità dei modelli del terreno ottenibili da rilievi fotogrammetrici terrestri speditivi, da utilizzare in maniera indipendente o in combinazione con i modelli ottenuti da TLS. Rilievi fotogrammetrici speditivi richiedono infatti uno sforzo organizzativo assai minore in termini di strumentazione, tempi e personale necessario alle operazioni di acquisizione delle immagini.

4.3.1 Acquisizione dei dati

I rilievi fotogrammetrici terrestri sono stati condotti il giorno 23 ottobre 2012, in concomitanza con la terza campagna di rilievi TLS. Scopo dei rilievi era di analizzare la qualità e l'accuratezza dei modelli di morfologie complesse ottenibili dall'applicazione di tecniche fotogrammetriche speditive, attraverso il confronto con modelli di riferimento intrinsecamente più accurati come quelli ricavabili da rilievi TLS.

I rilievi sono stati effettuati su una porzione delle aree B ed E scansionate con il TLS (v. Par. 4.1.2 e Tab. 4.2.1), caratterizzate da differenze sia in termini di scala che per il tipo di morfologia rilevata.

Le immagini digitali sono state acquisite utilizzando una camera amatoriale Nikon D5100, equipaggiata con un obiettivo Tamron SP 10-24 mm impostato a 10 mm. La messa a fuoco, in modalità manuale, è stata bloccata a infinito. La sensibilità ISO è stata impostata a 200, l'apertura del diaframma regolata su F/13, il bilanciamento del bianco impostato come automatico, la risoluzione delle immagini fissata a 16 Megapixel.

Lo schema metodologico seguito per l'intero processo fotogrammetrico è il seguente:

1. Acquisizione delle immagini
2. Orientamento delle immagini
3. Individuazione dei punti di appoggio

4. Autocalibrazione
5. Restituzione dei modelli (calcolo delle nuvole di punti)
6. Interpolazione DEM 0.5 x 0.5 m mediante algoritmo *Natural Neighbor*
7. Analisi delle diverse geometrie di restituzione
8. Analisi dell'accuratezza

Le immagini sono state tutte acquisite in condizioni di luce diffusa. Il primo rilievo è stato condotto sull'Area E tra le ore 9:33 e le 9:56, prima che il sole illuminasse direttamente l'area, mentre il secondo rilievo è stato effettuato sull'Area B il tardo pomeriggio, tra le ore 17:08 e le 17:24.

Per ragioni di speditezza non è stato utilizzato alcun cavalletto per stabilizzare la camera nelle acquisizioni. La scelta di utilizzare un obiettivo da 10 mm grandangolare è stata fatta considerando la tipologia e l'estensione della morfologia da rilevare. Obiettivi con angoli di ripresa più stretti avrebbero comportato un numero assai maggiore di prese necessarie per ottenere la copertura dell'intera area da diverse posizioni, aspetto che avrebbe potuto comportare difficoltà computazionali da parte del software impiegato.

In Figura 4.3.1 sono riportate le posizioni dei punti di presa delle immagini per le due aree rilevate. Per ciascun punto sono risultate necessarie in media due fotografie per garantire la copertura dell'area d'interesse.

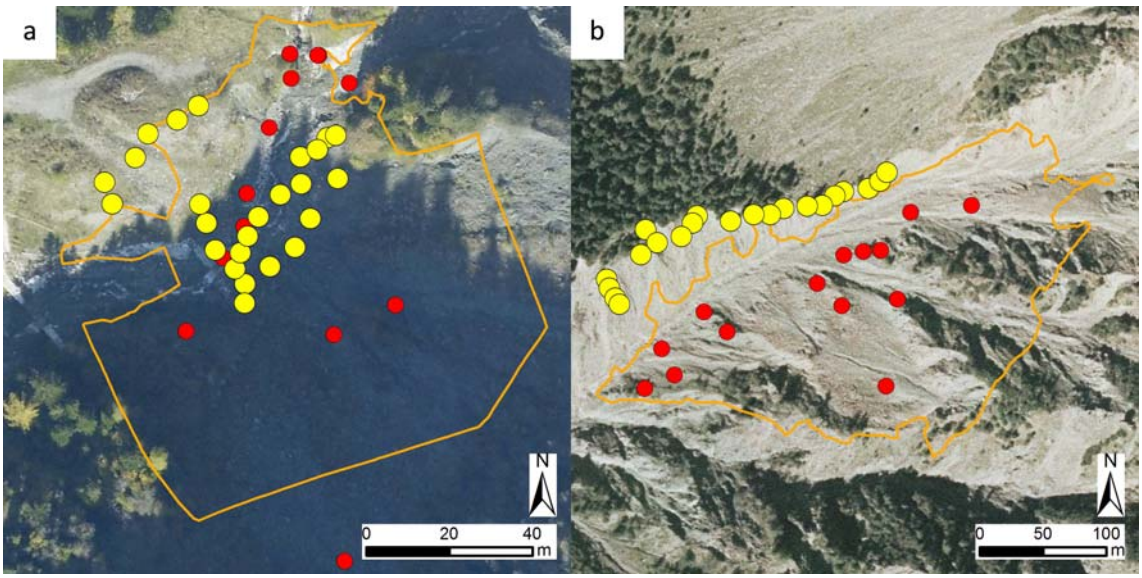


Figura 4.3.1 – Posizione dei punti di presa (in giallo) e dei punti di appoggio (in rosso) relativi ai rilievi fotogrammetrici terrestri per le aree B (a) ed E (b). In arancione sono delimitate le aree su cui è stato calcolato il DEM fotogrammetrico.

L'individuazione dei punti di ripresa idonei è stata effettuata sul campo, cercando di garantire un rapporto ottimale tra la base di presa e la distanza dall'oggetto (v. Par. 2.4.1). Per l'Area B sono state acquisite 49 immagini, mentre per l'Area E 43.

4.3.2. Elaborazione dei dati

Per le operazioni di orientamento e restituzione fotogrammetrica *Image Based* delle immagini acquisite è stato utilizzato il software Agisoft Photoscan© v.0.9.0. Il programma è stato scelto in un'ottica di speditezza sia del rilievo che del processamento dei dati, in quanto esso offre robusti sistemi automatizzati per l'allineamento delle immagini e la costruzione dei modelli 3D.

La procedura di orientamento finalizzata alla ricostruzione del blocco di immagini è stata eseguita in maniera automatizzata dal software.

Per ciascun'area è stata successivamente individuata una serie di *punti di appoggio* su elementi naturali facilmente identificabili per forma, dimensioni e colore. Considerate le caratteristiche delle aree rilevate, la scelta è ricaduta principalmente su grossi massi, identificabili non solo nelle diverse immagini ma anche nelle nuvole di punti TLS utilizzate per ricavarne le coordinate assolute *xyz*. L'individuazione di ciascun punto di appoggio è stata effettuata cercando di mantenerlo il più possibile prossimo al livello del terreno; posizioni sollevate da terra avrebbero potuto incrementare l'incertezza del posizionamento nel modello restituito qualora fossero insorti errori nella ricostruzione 3D dei massi stessi (elementi piccoli rispetto all'estensione del rilievo). In Figura 4.3.1 è riportata la posizione dei punti di appoggio utilizzati, che ammontano a 13 e 14 rispettivamente per le aree B ed E. La loro spazializzazione è stata effettuata cercando di distribuirli su tutta l'area oggetto del rilievo, evitando per quanto possibile allineamenti o concentramenti, compatibilmente con la possibilità di individuarli sia sulle immagini che sulle nuvole di punti TLS. Non sono stati posizionati target artificiali da utilizzare come punti di appoggio, sia a causa delle difficoltà di accesso (soprattutto nel caso dell'Area E) che per coerenza con l'obiettivo di realizzazione di rilievi speditivi.

L'errore di posizionamento dei punti di legame, quantificato dalla media delle distanze tra la posizione corretta di ciascun punto e quella stimata dal modello 3D, è pari a 0.054 m per l'Area B e 0.188 m per l'Area E.

Il posizionamento assoluto dei punti di appoggio è servito, oltre che per l'orientamento assoluto del rilievo, per effettuare l'autocalibrazione della camera utilizzata sulla base dei rilievi in campo. Attraverso la definizione delle coordinate *xyz*, il software ha provveduto al calcolo

dei parametri di deformazione non lineare, che sono stati utilizzati per la ricostruzione di una nuvola di punti temporanea a bassa densità. Tale insieme di punti rappresenta il risultato dell'allineamento delle immagini, e non viene direttamente utilizzata per la ricostruzione fotogrammetrica 3D. Le coordinate delle posizioni di presa fotografica vengono inoltre determinate sulla base dell'allineamento delle immagini e del posizionamento assoluto dei punti di appoggio.

La restituzione dei modelli 3D e stata fatta utilizzando le seguenti impostazioni (Agisoft, 2012):

- **Object type**: *height field* (soluzione ottimale per la ricostruzione di terreni).
- **Target quality**: *high* (specifica la risoluzione dell'output).
- **Geometry type**: *sharp* (produce un risultato più aderente alla realtà rispetto all'alternativa *smooth*, tuttavia la presenza di lacune è più elevata).
- **Face count**: *0* (numero massimo di facce nel modello finale. *0*: nessun limite).
- **Filter treshold**: *0* (per eliminare le aree isolate. *0*: nessun filtraggio).
- **Hole treshold**: *0* (dimensione massima delle lacune riempite in maniera automatica. *0*: nessun riempimento automatico).

I modelli 3D ottenuti sono stati esportati in formato ASCII Stanford PLY, quindi importati nel software *open source* CloudCompare v.2.4 e convertiti in formato TXT come punti di coordinate *xyz* per la successiva importazione in ArcGIS 10.

Sono stati quindi eliminati i punti esterni all'area d'interesse per il confronto con i dati TLS generati in maniera automatica da PhotoScan dal momento che rientravano nelle immagini utilizzate.

I DEM in formato *raster* sono stati calcolati a una risoluzione di 0.5 m utilizzando l'interpolatore *Natural Neighbor* (Sibson, 1981). Per una descrizione dell'interpolatore e per le ragioni alla base della scelta del suo impiego, si rimanda a quanto specificato nel Paragrafo 4.2.2.

Non essendo stato possibile procedere ad un filtraggio della vegetazione come effettuato per i dati TLS, sia le nuvole di punti che i DEM fotogrammetrici si riferiscono al modello della superficie che comprende la presenza della vegetazione.

4.3.3. Analisi dell'accuratezza

Come effettuato per i DEM TLS, per limitare l'effetto di riduzione dell'accuratezza dei modelli causato dal riempimento automatico delle lacune nel processo di interpolazione, sono stati costruiti dei poligoni perimetrali ai punti da cui i DEM fotogrammetrici sono stati interpolati; tali poligoni sono stati quindi utilizzati come maschera con cui ritagliare ciascun rispettivo DEM (v. Par. 4.2.2). Anche in questo caso, i poligoni perimetrali sono stati calcolati sulla base di una distanza di aggregazione massima tra i punti di 10 m, mediante il plugin di ArcGIS 10 GCD v.5.0.36 sviluppato da Wheaton et al. (2010).

Per limitare l'estensione dei DEM all'area di interesse per il confronto con i dati TLS, sono state escluse le aree esterne ai poligoni perimetrali relativi al rilievo TLS S3 (v. Par. 4.2.2). Il numero di punti 3D utilizzati per l'effettivo calcolo dei DEM fotogrammetrici all'estensione d'interesse per il confronto TLS corrisponde a 7559524 per l'Area B e a 2785218 per l'Area E, mentre i DEM per le due aree si estendono rispettivamente per circa 8200 e 54000 m^2.

L'analisi dell'accuratezza dei DEM fotogrammetrici è stata condotta impostando come base di riferimento i DEM ottenuti dai rilievi TLS. I DEM TLS risultano caratterizzati da un'accuratezza intrinsecamente maggiore, inoltre, essendo stati acquisiti lo stesso giorno dei rilievi fotogrammetrici, fanno riferimento alla stessa morfologia. Per valutare la qualità dei DEM fotogrammetrici sono stati calcolati i DoD nel modo seguente:

$$DoD = DEM_{fotogrammetrico} - DEM_{TLS} \qquad \text{[Eq. 4.3.1]}$$

Minore il valore di ciascuna cella del DoD, minore risulta essere il relativo errore verticale atteso per il DEM fotogrammetrico.

Per effettuare il calcolo del DoD in maniera corretta, i DEM TLS sono stati interpolati dalle nuvole di punti *ground* alla stessa risoluzione (0.5 m) di quelli fotogrammetrici, prestando attenzione a rispettare le condizioni per la *concordanza* tra i DEM (v. Par. 4.2.2).

Non essendo stato possibile estrarre le nuvole di punti di vegetazione per i dati fotogrammetrici, sono state escluse dall'analisi dell'accuratezza le celle dei DoD prossime ai punti di vegetazione individuate dai dati TLS. Sulla base delle nuvole di punti di vegetazione TLS, sono stati calcolati i tematismi raster di altezza della vegetazione, in cui ciascuna cella rappresenta l'altezza rispetto al DEM del punti di vegetazione a quota maggiore interno alla cella.

I dati dei DoD su cui condurre le analisi sono stati filtrati secondo i seguenti criteri:

- assenza di punti di vegetazione;
- Vegetation Noise (calcolato dai dati TLS su una finestra mobile 3x3 celle) < 0.05 (v. Par. 4.2.4);
- densità della corrispondente cella del DEM fotogrammetrico ≥ 1 punto m^{-2};
- densità della corrispondente cella del DEM TLS ≥ 1 punto m^{-2}.

Nel caso dell'Area B sono stati inoltre eliminati i punti prossimi alla briglia (di altezza pari a circa 10 m), in corrispondenza dei quali si possono riscontrare errori dell'ordine dell'altezza della briglia stessa.

Sui valori delle celle dei DoD, rappresentanti l'errore verticale del DEM fotogrammetrico, sono state condotte analisi statistiche relative al calcolo dell'errore medio (*Mean Error*), della radice dell'errore quadratico medio (*Root Mean Square Error – RMSE*), della deviazione standard dell'errore (*Standard Deviation of Error*) e analizzando l'istogramma della distribuzione degli errori.

In base a quanto considerato nel Paragrafo 4.2.3 in merito all'analisi dei dati TLS, anche per i dati fotogrammetrici sono state condotte analisi statistiche basate su indicatori *robusti*, maggiormente indicate, rispetto a quelle precedentemente elencate, per distribuzioni dei dati non normali, in cui la presenza di *outlier* può essere significativa. Sono quindi stati calcolati i grafici *Quantile-Quantile* (*Q-Q Plot*), la mediana, lo scostamento mediano dalla mediana normalizzato (NMAD), i quantili di ordine 0.683 e 0.95 dell'errore assoluto. Una descrizione degli indici elencati è presente nel Paragrafo 4.2.3.

Per valutare l'influenza di alcuni indicatori di incertezza verticale (v. Par. 4.2.4) sulla qualità dei DEM fotogrammetrici, è stata analizzata per ciascuna cella dei raster degli indicatori la corrispondenza con il corrispondente valore assoluto del DoD. Ad eccezione degli indicatori basati sull'informazione della vegetazione, le analisi sono state condotte sia su tutti i punti dei DoD, sia solamente su quelli privi di vegetazione. Sono stati analizzati gli indici di altezza della vegetazione, Vegetation Noise (calcolato su finestre mobili di 3x3 e 5x5 celle), densità di punti fotogrammetrica, densità di punti TLS, pendenza, scabrezza (calcolata su finestre mobili di 3x3 e 5x5 celle). Ad eccezione della densità di punti fotogrammetrica, tutti gli indicatori sono stati calcolati sulla base dei dati TLS.

Sono state quindi calcolate le matrici di correlazione tra i vari indici e i DoD utilizzando il tool di ArcGis 10 *Band Collection Statistics*, al fine di verificare la dipendenza tra gli stessi.

5. RISULTATI E DISCUSSIONI

5.1. Monitoraggio degli eventi

La sintesi degli eventi meteorici che hanno caratterizzato il triennio 2011-2013 è riportata nel Paragrafo 5.1.1.

Nel Paragrafo 5.1.2 vengono analizzati nel dettaglio gli eventi meteorici di maggiore intensità che hanno innescato colate detritiche. Dall'analisi degli idrogrammi registrati dai sensori a ultrasuoni al passaggio delle colate sono stati calcolati i volumi e le portate massime transitate.

Nel Paragrafo 5.1.3, infine, vengono confrontati i dati raccolti nel triennio con i dati storici relativi al Moscardo e ad altre aree esposte a dinamiche idroerosive.

5.1.1. Il triennio 2011-2013

La sintesi dei rilievi fotografici periodici mirati a documentare attraverso il confronto le variazioni della morfologia nelle diverse aree di studio (v. Par. 4.1.2) è riportata nella Tabella 5.1.1. Nella tabella sono inoltre riportate le informazioni relative ai rilievi LiDAR (TLS e ALS) e alle colate detritiche che hanno riguardato il triennio, al fine di agevolare la comprensione del quadro complessivo degli eventi relativi al periodo di studio.

Per agevolare i confronti, le fotografie acquisite per ciascun'area sono state combinate in immagini panoramiche mediante il software AutoStitch della Cloudburst Research (Brown e Lowe, 2007).

Le variazioni sono state analizzate dal punto di vista qualitativo, e sono state messe in relazione con i dati di precipitazione registrati e gli eventi meteorici di particolare rilevanza.

Tabella 5.1.1 – Sintesi dei rilievi sulle diverse aree di studio per il monitoraggio delle variazioni geomorfologiche nel triennio 2011-2013.

Data		Rilievi fotografici aree								Rilievi TLS (aree A, B, E)	Rilievi ALS (tutte le aree)
		A	B	C	D	E	F	But	guado		
2011	31/03		X				X				
	16/06						X				
	21/07		X								
	27/07	X	X	X	X						
	02/08		X								
	20/08	X			X	X					
	26/08	X	X							X	
	30/08		X			X					
	14/09	*COLATA DETRITICA*									
	30/09	X	X	X	X	X					
	06/10	X	X			X					
	18/10	X	X			X			X	X	
	27/10	X	X		X	X	X	X	X		
	08/12	X	X	X	X	X	X	X	X		
2012	29/03	X	X					X			
	24/04	X						X			
	10/05	X	X	X	X	X	X	X	X		
	25/06	X	X				X				
	05/07				X	X					
	16/07				X	X					
	22/07	X	X					X			
	19/08	X	X	X	X	X	X	X	X		
	11/09	X	X		X	X		X			
	24/09	*COLATA DETRITICA*									
	27/09	*COLATA DETRITICA*									
	13/10	X	X	X	X	X	X	X	X		
	17/10	X	X			X	X	X	X		
	23/10	X	X			X				X	
	12/11	X						X	X		
	27/11	X						X			
2013	19/04	X						X	X		
	15/05		X								
	21/05	X	X								
	14/06										X
	05/07	X	X	X	X	X	X	X	X		
	29/07				X	X					
	18/09	X	X		X	X	X				
	31/10	X	X	X	X	X	X	X	X		

In uno studio condotto sulla relazione tra 73 eventi meteorici registrati nel periodo 1990-1998 e l'innesco di colate detritiche sul Torrente Moscardo, Deganutti et al. (2000), dopo aver preso in esame diverse variabili descrittive degli eventi meteorici e delle condizioni di saturazione antecedenti l'evento, hanno dimostrato come solamente la precipitazione totale e l'intensità massima rilevata in un periodo di 60 minuti siano significativamente differenti tra i temporali che hanno determinato colate detritiche e quelli che non le hanno innescate.

L'analisi è stata ristretta alle sole precipitazioni individuate come potenziali eventi meteorici in grado di innescare colate detritiche, ovvero quelle che superano i 20 mm di pioggia cumulata fino al momento di raggiungimento della massima intensità riferita all'ora e la cui intensità oraria è superiore ai 10 mm h^{-1}.

Nella loro analisi, il criterio secondo il quale gli eventi meteorici vengono considerati distinti è che trascorrano almeno 6 ore in assenza di precipitazioni significative (≤ 0.2 mm). Questo criterio è stato adottato in considerazione del fatto che 6 ore in assenza di precipitazione sono sufficienti per indurre la recessione dell'idrogramma di piena che potrebbe essere associato all'innesco di colate detritiche sul Moscardo.

Nelle Figure 5.1.1, 5.1.2 e 5.1.3 si riassumono i dati acquisiti dai pluviometri della rete di monitoraggio rispettivamente per gli anni 2011, 2012 e 2013. Ciascuna figura riporta nella parte superiore i dati relativi al pluviometro installato nei pressi di Malga Pramosio (v. Fig. 4.1.1), individuato come riferimento per la rete di monitoraggio, principalmente per la copertura del monitoraggio sull'intero triennio. Per ciascuna giornata è riportata la precipitazione cumulata nelle 24 ore (parte del grafico sopra l'asse delle ascisse) e l'intensità massima oraria misurata (parte del grafico sotto l'asse delle ascisse). Nella parte sottostante delle figure sono quindi riportati i dati di pioggia registrati dagli altri pluviometri nei periodi in cui essi erano operativi. Per ciascun pluviometro (al di fuori di quello di riferimento) sono riportate le differenze (espresse in mm) rispetto al pluviometro di Malga Pramosio per quello che riguarda la precipitazione totale giornaliera. Non sono riportate le differenze relative all'intensità massima, in quanto essa normalmente segue in proporzione le differenze riferite alla pioggia totale; ove diversamente registrato, viene riportato nella descrizione dei singoli eventi.

La risoluzione delle registrazioni dei pluviometri di Malga Pramosio e di Cleulis corrisponde a 30 minuti, mentre è migliore per i pluviometri installati all'interno del bacino, garantendo un maggiore dettaglio nella descrizione dei singoli eventi. Per il pluviometro posizionato sull'Area B (Pluviometro 2 in Fig. 4.1.1) la risoluzione è pari a 10 minuti per il 2012, mentre per l'anno 2013 essa è in linea con quella dei pluviometri installati sull'Area E

(Pluviometro 3 in Fig. 4.1.1) e nei pressi dell'Area A (Pluviometro 1 in Fig. 4.1.1), e corrisponde a 1 secondo.

Nelle Figure 5.1.1, 5.1.2 e 5.1.3, per distinguere l'assenza di precipitazioni dall'assenza di acquisizione di dati da parte dei pluviometri, la linea delle ascisse è assente nei periodi durante i quali i dati non sono stati acquisiti.

Il triennio 2011-2013 è stato suddiviso in 11 periodi sulla base degli eventi meteorici principali e delle variazioni ad essi associate. In Tabella 5.1.2 sono riassunti i diversi periodi, le principali caratteristiche dei relativi eventi meteorici e l'entità delle variazioni morfologiche associate.

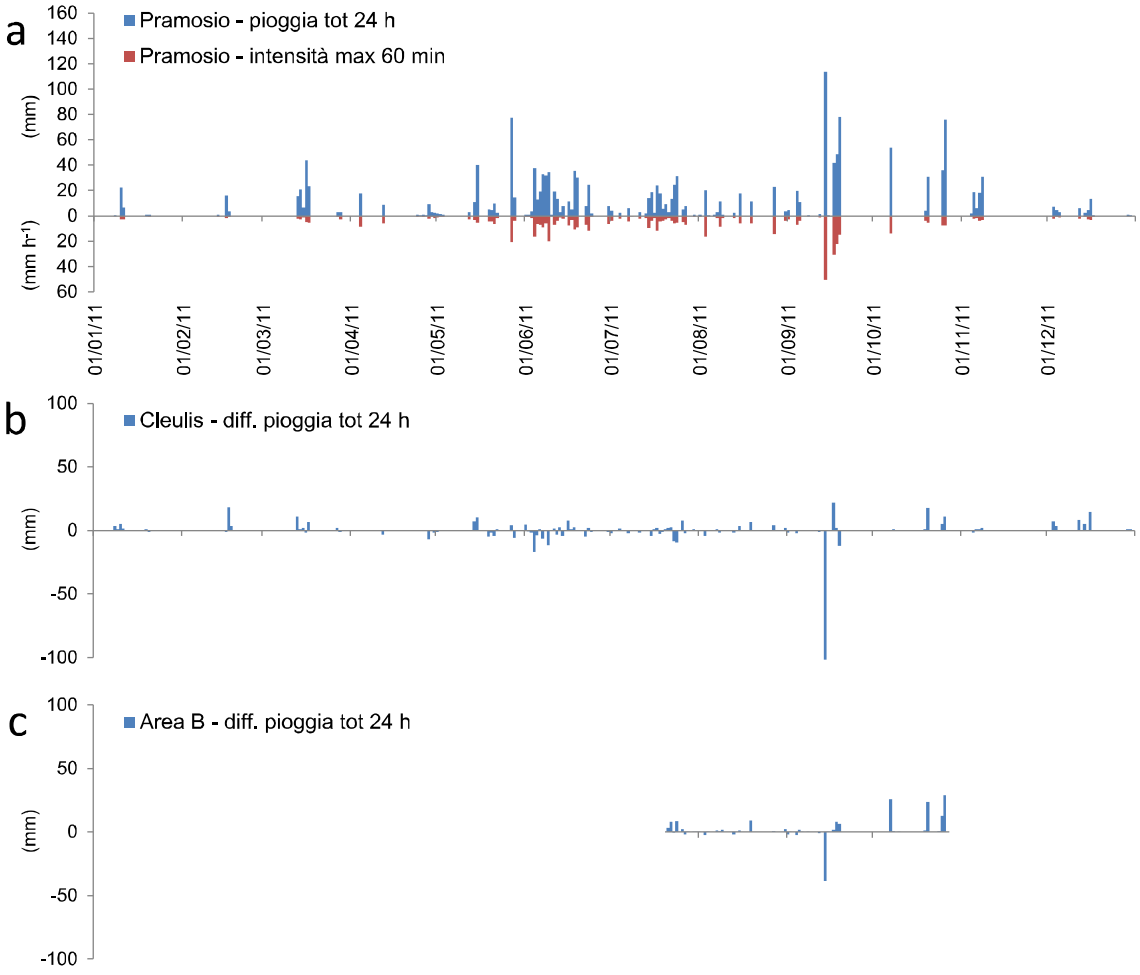


Figura 5.1.1 – a) dati pluviometrici registrati nel 2011 relativi alla precipitazione cumulata nelle 24 ore (blu) e all'intensità massima oraria misurata (rosso) per il pluviometro installato in prossimità di Malga Pramosio. Sono riportate le differenze relative alla precipitazione cumulata rispetto al pluviometro di Malga Pramosio per: b) il pluviometro installato a Cleulis; c) il pluviometro installato sull'Area B. Nei grafici la linea delle ascisse è assente nei periodi durante i quali i dati non sono stati acquisiti. Le sigle riportate fanno riferimento ai periodi riassunti nella Tabella 5.1.1.

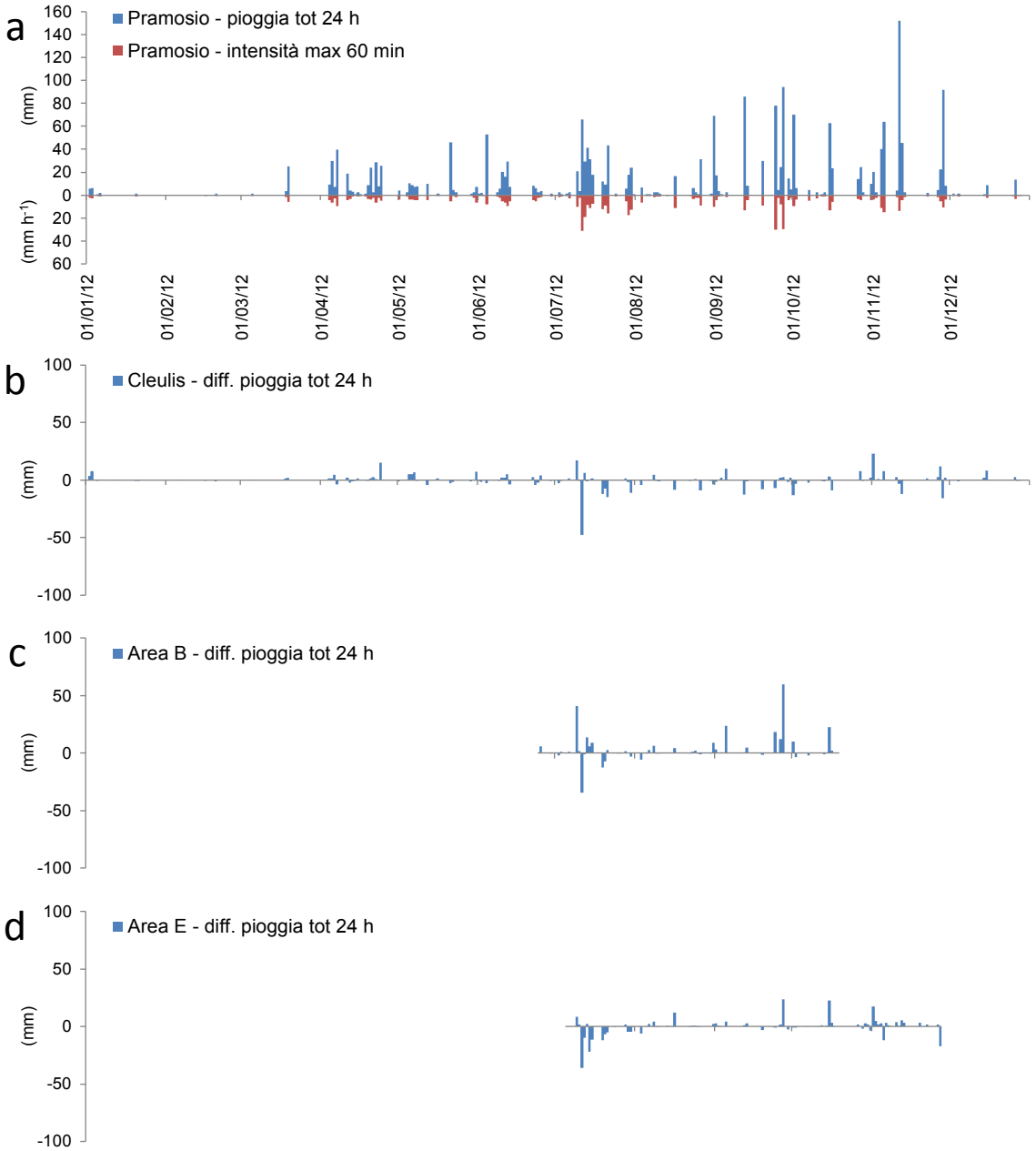


Figura 5.1.2 – a) dati pluviometrici registrati nel 2012 relativi alla precipitazione cumulata nelle 24 ore (blu) e all'intensità massima oraria misurata (rosso) per il pluviometro installato in prossimità di Malga Pramosio. Sono riportate le differenze relative alla precipitazione cumulata rispetto al pluviometro di Malga Pramosio per: b) il pluviometro installato a Cleulis; c) il pluviometro installato sull'Area B; d) il pluviometro installato sull'Area E. Nei grafici la linea delle ascisse è assente nei periodi durante i quali i dati non sono stati acquisiti. Le sigle riportate fanno riferimento ai periodi riassunti nella Tabella 5.1.1.

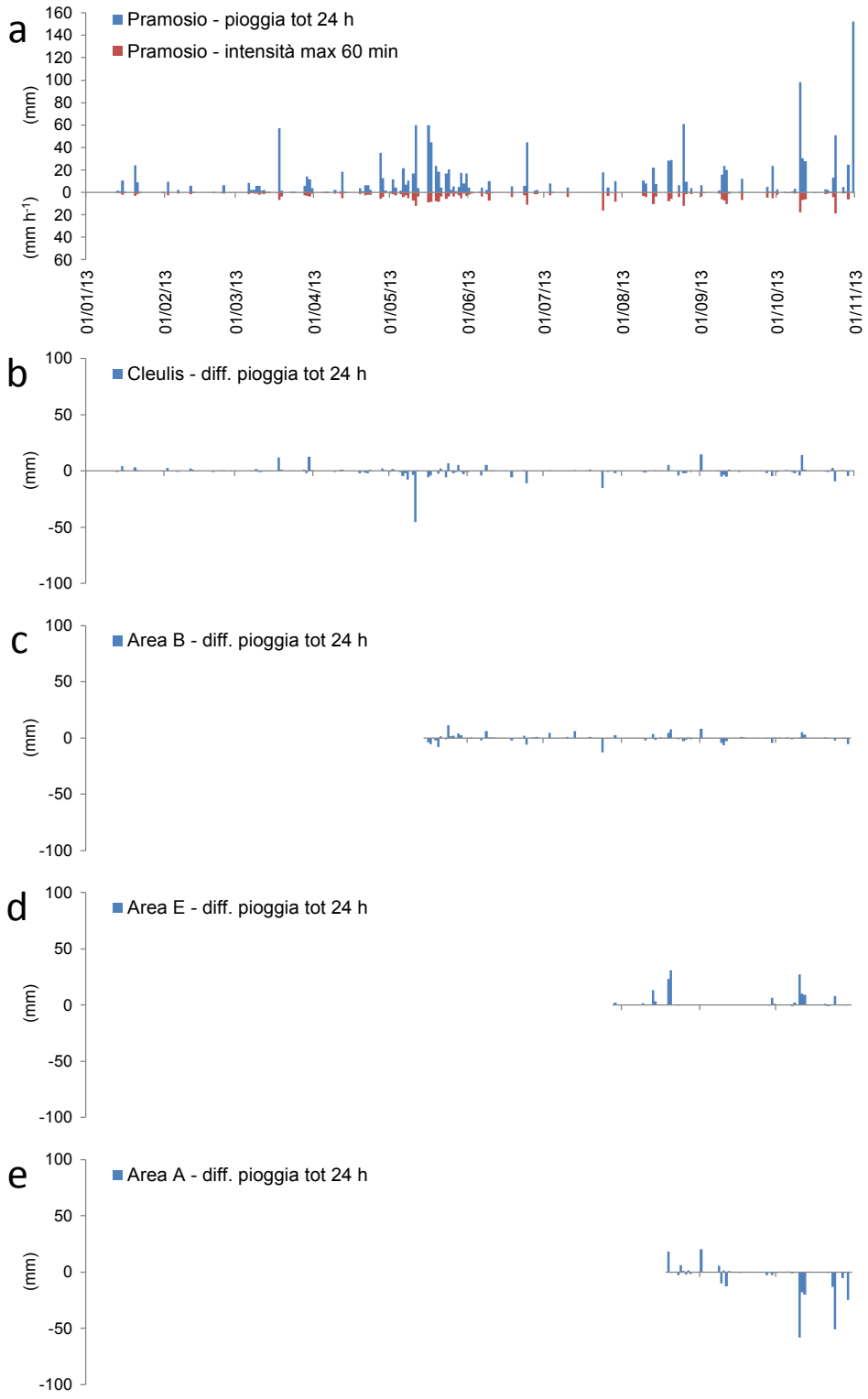


Figura 5.1.3 – a) dati pluviometrici registrati nel 2013 relativi alla precipitazione cumulata nelle 24 ore (blu) e all'intensità massima oraria misurata (rosso) per il pluviometro installato in prossimità di Malga Pramosio. Sono riportate le differenze relative alla precipitazione cumulata rispetto al pluviometro di Malga Pramosio per: b) il pluviometro installato a Cleulis; c) il pluviometro installato sull'Area B; d) il pluviometro installato sull'Area E; e) il pluviometro installato sull'Area A. Nei grafici la linea delle ascisse è assente nei periodi durante i quali i dati non sono stati acquisiti. Le sigle riportate fanno riferimento ai periodi riassunti nella Tabella 5.1.1.

*Tabella 5.1.2 – Valori riassuntivi delle precipitazioni ed entità delle variazioni morfologiche per i diversi periodi di monitoraggio nel triennio 2011-2013. Sono riportati i dati relativi al pluviometro installato a 1520 m s.l.m. nei pressi di Malga Pramosio. L'intervallo di registrazione dei dati è di 30 minuti. *DF: Debris Flow.*

Periodo	ID periodo	Precipitaz. totale (mm)	Max precipitaz. 24 h (mm)	Max intensità 60 min (mm h^{-1})	Entità variazioni morfologiche
01/01/11 – 16/06/11	P01	611.4	77.2	20.6	modesta (monitoraggio parz.)
17/06/11 – 10/09/11	P02	435.6	35.4	16.4	trascurabile
11/09/11 – 30/09/11	P03	283.0	113.6	50.8	considerevole; 2 DF*
01/10/11 – 05/07/12	P04	862.4	75.8	13.8	trascurabile
06/07/12 – 16/07/12	P05	213.2	66.2	30.8	modesta
17/07/12 – 11/09/12	P06	284.0	69.2	17.4	trascurabile
12/09/12 – 13/10/12	P07	432.2	94.2	29.8	considerevole; 2 DF*
14/10/12 – 12/11/12	P08	466.4	152.0	14.6	modesta
13/11/12 – 05/07/13	P09	923.2	91.8	12.0	trascurabile
06/07/13 – 18/09/13	P10	304.2	60.8	16.2	trascurabile
19/09/13 – 31/10/13	P11	295.2	98.2	19.0	minima

I periodi durante i quali sono state registrate colate detritiche (P03 e P07) sono analizzati in dettaglio nel successivo Paragrafo 5.1.2. Una breve descrizione dei diversi periodi di monitoraggio e delle variazioni morfologiche riscontrate in relazione agli eventi meteorici è riportata di seguito:

- **P01**: monitoraggio parziale sul bacino. Nel tratto di alveo dell'Area F sono stati osservati modesti cambiamenti, con asportazione del materiale di medie dimensioni e deposizione di materiale più fine.

  Le variazioni sono probabilmente riconducibili o all'evento del 27/05/11, caratterizzato da un valore di pioggia cumulata nelle 24 ore di 77.2 mm e da un'intensità massima oraria di 20.6 mm h^{-1}, oppure al periodo compreso tra il 04/06/11 e il 09/06/11, nel quale sono caduti complessivamente 172.8 mm di pioggia; la pioggia caduta nelle 24 ore del 09/06/11 ammonta a 34.6 mm, l'intensità massima riferita all'ora è di 20.0 mm h^{-1}.

  Potrebbero essere attribuibili agli stessi eventi le modeste variazioni osservate in data 21/07/11 sull'Area B, nella quale la movimentazione di un grosso masso potrebbe essere indicatore del passaggio di una portata d'acqua significativa.
- **P02**: periodo caratterizzato da assenza di variazioni rilevanti ed eventi significativi.

- **P03**: in data 14/09/11 evento di colata detritica. Seguono tre giorni di piogge intense, dal 17/09 al 19/09, nei quali sono stati registrati complessivamente 167.8 mm.

  Maggiori dettagli riguardanti le precipitazioni, le variazioni della morfologia e l'evento di colata detritica sono riportati nel Paragrafo 5.1.2.
- **P04**: periodo caratterizzato da assenza di variazioni rilevanti ed eventi significativi.

  Le abbondanti precipitazioni dei giorni 25 e 26/10/11 (153.2 mm registrati dal pluviometro dell'Area B), caratterizzate da modesta intensità, non hanno comportato variazioni significative.

  Nel corso dei diversi sopralluoghi è stato possibile assistere al lento ma continuo fenomeno di ricarica della principale sorgente di sedimento (Area E), in particolare per quello che riguarda franamenti di materiale di piccole dimensioni. Le variazioni ascrivibili a questa dinamica difficilmente risultano apprezzabili dai confronti fotografici.

  In questo periodo sono stati realizzati nell'Area F considerevoli lavori di sistemazione del materiale in alveo, sia a monte che a valle della briglia di trattenuta del materiale di colata.
- **P05**: si osservano modeste variazioni, probabilmente conseguenza degli eventi meteorici dei giorni dal 09 al 15/07/12, nei quali sono caduti complessivi 210.2 mm di pioggia.

  Le registrazioni del pluviometro installato sull'Area B del giorno 09/07 non appaiono in linea con quelle degli altri pluviometri sia per quello che riguarda la pioggia caduta nelle 24 ore (61.8 mm invece di 20.6 mm di Malga Pramosio) che per quello che riguarda l'intensità riferita all'ora (48.6 mm h^{-1} invece di 16.0 mm h^{-1}). La maggiore risoluzione di acquisizione dei dati del pluviometro dell'Area B ha permesso inoltre di registrare un'intensità di pioggia massima di 90.0 mm h^{-1} misurati nell'intervallo di 10 minuti.

  Il giorno 11/07 è stato caratterizzato da 66.2 mm di pioggia caduta nelle 24 ore e da un'intensità massima di 30.8 mm h^{-1}, secondo i dati registrati dalla stazione meteorologica di Malga Pramosio. I pluviometri installati sulle aree B ed E hanno registrato invece rispettivamente 31.6 e 30.2 mm di pioggia nelle 24 ore e intensità massime riferite all'ora di 17.2 e 15.9 mm h^{-1}.

  Nell'Area E si possono osservare i segni del passaggio di colate di modesta entità, che tuttavia non hanno raggiunto il conoide (sia sulla base dell'assenza di variazioni significative relative all'Area A che dall'analisi delle registrazioni dei sensori a ultrasuoni).

Nell'Area B si osserva la movimentazione di materiale anche di grosse dimensioni (massi di dimensioni di poco inferiori al metro cubo) e la deposizione di materiale per uno spessore di circa mezzo metro in sinistra idrografica e di un metro ai piedi della scarpata in destra idrografica.

L'Area F è stata caratterizzata da variazioni principalmente a carattere deposizionale, in particolare in prossimità della briglia realizzata per la trattenuta del materiale di colata, sia a monte che a valle della stessa.

Modeste variazioni a carattere prevalentemente erosivo sono osservabili alla confluenza con il Torrente But.

- **P06**: periodo caratterizzato da assenza di variazioni rilevanti ed eventi significativi.
- **P07**: in data 24 e 27/09/11 si registrano due consistenti colate detritiche.

  Maggiori dettagli riguardanti le precipitazioni, le variazioni della morfologia e l'evento di colata detritica sono riportati nel Paragrafo 5.1.2.
- **P08**: si osservano modeste variazioni, probabilmente conseguenza delle precipitazioni del giorno 11/11/12, nel quale sono caduti 152.0 mm di pioggia con un'intensità massima riferita all'ora di 13.6 mm h^{-1}.

  Nel corso di un sopralluogo effettuato il giorno successivo il torrente era caratterizzato da una ragguardevole portata; l'acqua torbida indicava elevato trasporto in sospensione. L'analisi dei dati raccolti dai sensori a ultrasuoni (Fig. 5.1.4) confermano l'entità dell'evento, in particolare nel pomeriggio del giorno 11/11. Tali portate, come testimoniano le osservazioni sulle aree monitorate, sono associate a variazioni dell'alveo e a trasporto solido, quest'ultimo non quantificabile sulla sola base dei dati idrometrici.

  Sono state osservate modeste erosioni spondali nel tratto di alveo dell'Area A.

  Sul guado si osserva la deposizione di materiale di piccole e medie dimensioni.

  Alla confluenza con il But una notevole quantità di materiale depositatosi in seguito alle colate detritiche di settembre è stato asportato; non è stato possibile determinare se ciò è avvenuto a causa dell'elevata portata del But oppure nei giorni precedenti con mezzi meccanici per liberare l'alveo.

  Da un sopralluogo effettuato a maggio 2013 sull'Area B si possono notare modeste variazioni; non essendo stati registrati altri eventi meteorici significativi nell'intervallo di tempo intercorso, molto probabilmente esse sono ascrivibili alle precipitazioni dell'11/11/12.

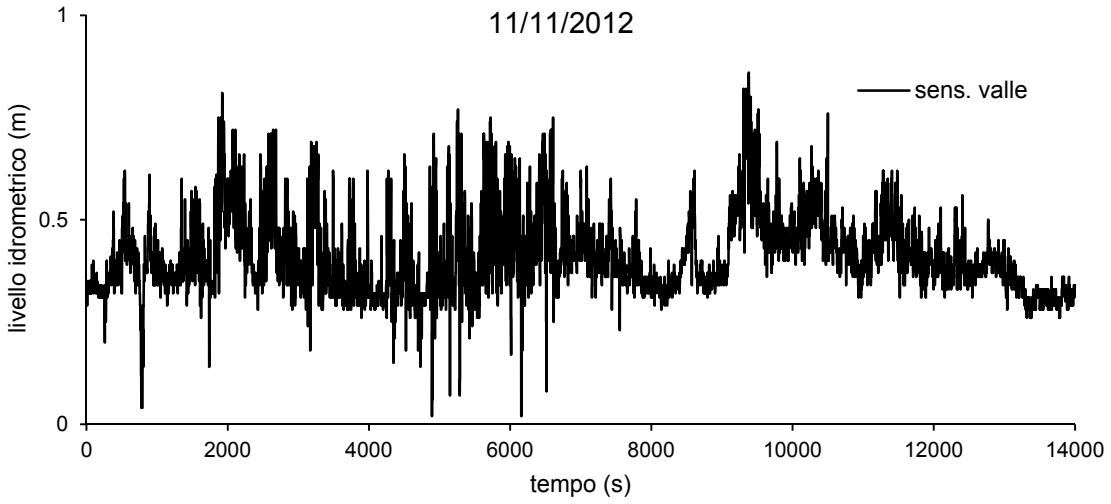


Figura 5.1.4 – Idrogramma registrato dal sensore a ultrasuoni di valle il giorno 11/11/2012 dalle ore 14:50:00, relativo a una ragguardevole portata torbida del Moscardo.

- **P09**: periodo caratterizzato da assenza di variazioni rilevanti ed eventi significativi.
- **P10**: periodo caratterizzato da assenza di variazioni rilevanti ed eventi significativi.

  Alcuni lavori di sistemazione del coronamento del versante compreso tra le aree B e C in sinistra idrografica causano modestissimi accumuli di sedimento di piccole dimensioni, in particolare nel tratto di alveo di competenza dell'Area B.
- **P11**: si osservano variazioni di entità minima, probabilmente conseguenza delle precipitazioni del 10/10/13, caratterizzate da 98.2 mm di pioggia caduta nelle 24 ore e da un'intensità massima di 17.6 mm h^{-1}, secondo i dati registrati dalla stazione meteorologica di Malga Pramosio. Il pluviometro installato sull'Area E ha registrato invece 125.8 mm di pioggia nelle 24 ore e un'intensità massima riferita all'ora di 22.0 mm h^{-1}.

  Le variazioni, a carattere sia erosivo che deposizionale di limitata entità, hanno riguardato in particolare la parte alta del bacino, nella fattispecie le aree C ed E.

  Nell'Area B si osserva in particolare l'innalzamento dell'alveo di circa 1 metro, prevalentemente ad opera di materiale fine. Tale variazione potrebbe essere imputabile alle consistenti attività di sistemazione dei versanti più a monte, nel tratto compreso tra le aree B e C.

5.1.2 Le colate detritiche del 2011 e del 2012

Le stime dei volumi e delle portate massime delle colate detritiche, calcolate sulla base degli idrogrammi registrati dai sensori a ultrasuoni al passaggio delle colate (v. Par. 3.6), sono riportate nella Tabella 5.1.3.

La geometria delle sezioni trasversali, necessarie per il calcolo dei volumi e delle portate massime (Eq. 3.1), è stata ricavata dai rilievi TLS.

Tabella 5.1.3 – Principali dati relativi alle colate detritiche registrate sul Torrente Moscardo negli anni 2011 e 2012. h_{max} è l'altezza del fronte registrata alle sezioni di monte e di valle; U è la velocità media della colata nel tratto attrezzato; Q_{max} è la portata massima transitata; V è il volume totale del materiale trasportato. (a) sottostimato poiché la parte finale dell'idrogramma è mancante; (b) stimato sulla base di valori di velocità media tipici delle colate del Moscardo.

Data evento	h_{max} (m)	U (m s^{-1})	Q_{max} (m^3 s^{-1})	V (m^3)
14/09/2011	1.72	3.6	71	4700[(a)]
24/09/2012	1.94	3-4[(b)]	91-121[(b)]	49000-65000[(b)]
27/09/2012	2.37	3-4[(b)]	119-159[(b)]	77000-102000[(b)]

Nell'analisi di ciascun evento sono riportate le mappe radar antecedenti alla registrazione del passaggio delle colate da parte dell'impianto idrometrografico, i dati relativi alle precipitazioni, gli idrogrammi delle colate. Le mappe radar riportate sono riferite agli indici VMI (Vertical Maximum Intensity) e SRT (Surface Rainfall Total), acquisite dagli archivi dell'Osmer (Osservatorio Meteorologico Regionale) del Friuli Venezia Giulia (Osmer, 2013).

Il VMI rappresenta il valore massimo di riflettività presente sulla verticale di ogni punto, e permette di distinguere con chiarezza le zone in cui sono in corso fenomeni di un certo rilievo. La riflettività (Z), rappresentata dal VMI, è una grandezza direttamente correlata al contenuto d'acqua della nube. Valori di Z superiori a 10-15 dBZ comportano solitamente (ma non necessariamente) una precipitazione al suolo, che diventa intensa nelle zone con riflettività superiori ai 40 dBZ e molto intensa quando vengono raggiunti e superati i 50 dBZ (tipicamente in corrispondenza ai nuclei temporaleschi).

L'SRT rappresenta invece la stima radar della precipitazione accumulata al suolo in un periodo di 6 ore.

Dalle analisi riportate in Arattano et al. (1997) sugli idrogrammi delle colate detritiche registrate sul Torrente Moscardo, può essere stimato un tempo di percorrenza variabile tra i 5 e i 10 minuti dall'area di innesco della colata al tratto di alveo monitorato dai sensori a

ultrasuoni. Questo tempo di ritardo può essere considerato come trascurabile ai fini delle analisi dei dati pluviometrici (Deganutti et al., 2000).

Analizzando nel dettaglio i singoli eventi, l'evento del 14/09/2011 (v. Fig. 5.1.5) è caratterizzato da un'intensa precipitazione localizzata nella parte alta del bacino. Il pluviometro installato in località Cleulis, infatti, ha registrato una pioggia cumulata nell'arco della giornata di soli 12.1 mm, con un'intensità massima riferita all'ora di 10.4 mm h^{-1}. La precipitazione totale registrata dai pluviometri localizzati nei pressi di Malga Pramosio e dell'Area B corrisponde rispettivamente a 113.6 e 75 mm, mentre l'intensità massima riferita all'ora è pari a 50.8 e 50.0 mm h^{-1}. La spiccata intensità dell'evento è comprensibile dall'intensità massima riferita ad un periodo di 10 minuti registrata dal pluviometro dell'Area B, pari a 99.6 mm h^{-1}.

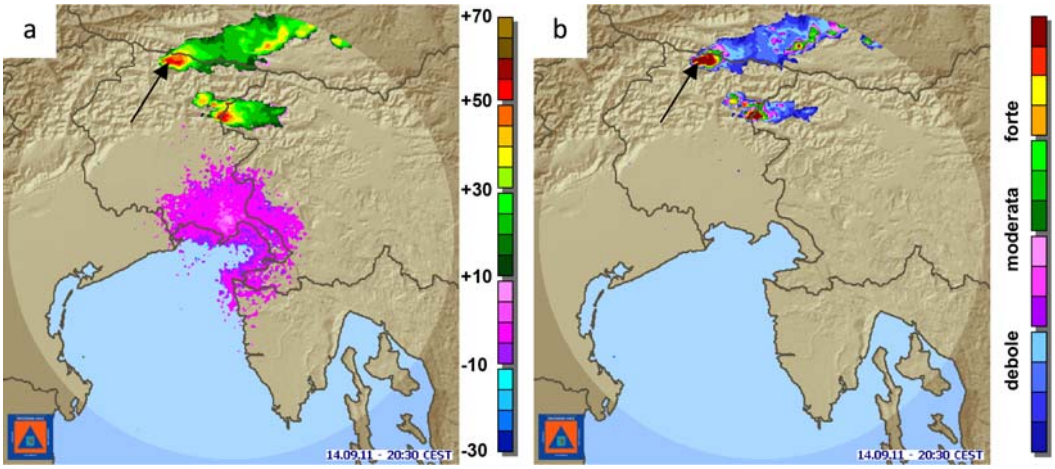


Figura 5.1.5 – Mappe radar a scala regionale degli indici a) VMI e b) SRT relative alle ore 19.30 (ora solare) del 14/09/2011 (fonte: Osmer, 2013). La freccia indica la posizione del bacino del Torrente Moscardo.

Nella Figura 5.1.6 è riportato l'andamento delle precipitazioni che hanno innescato la colata detritica del 14/09/2011. I dati fanno riferimento al pluviometro installato sull'Area B, che registra i dati di pioggia a una risoluzione di 10 minuti. La durata dell'evento (considerata fino al probabile innesco della colata) è decisamente breve (circa 30 minuti), tuttavia l'intensità media misurata in quell'arco di tempo risulta particolarmente elevata (76.8 mm h^{-1}).

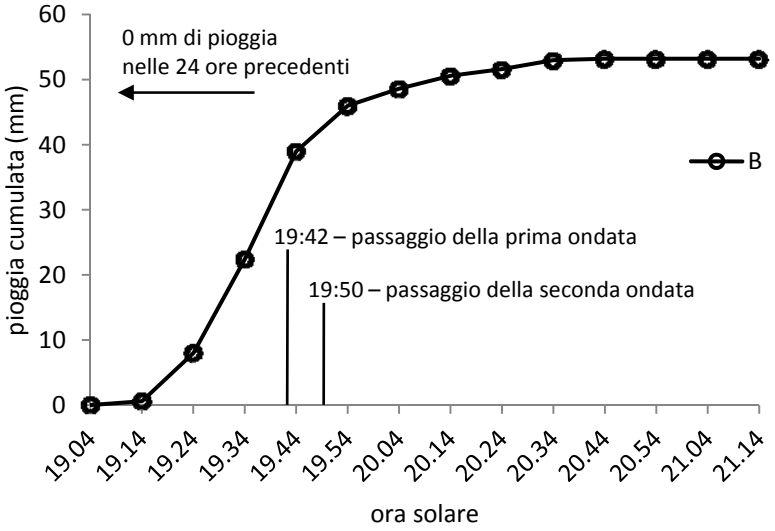


Figura 5.1.6 – Grafico delle precipitazioni cumulate che hanno innescato la colata detritica del 14/09/2011. I dati sono stati registrati dal pluviometro installato sull'Area B a intervalli di 10 minuti. Sono riportati gli orari relativi al passaggio delle diverse ondate in corrispondenza del tratto monitorato dai sensori a ultrasuoni.

Gli idrogrammi della colata sono riportati in Figura 5.1.7. Il caratteristico picco indicatore del passaggio del fronte di colata è facilmente riconoscibile e denota un'onda ben definita, seguita da successive ondate più piccole tipiche delle colate detritiche, incluse quelle registrate negli anni precedenti sul Torrente Moscardo (Marchi et al., 2002).

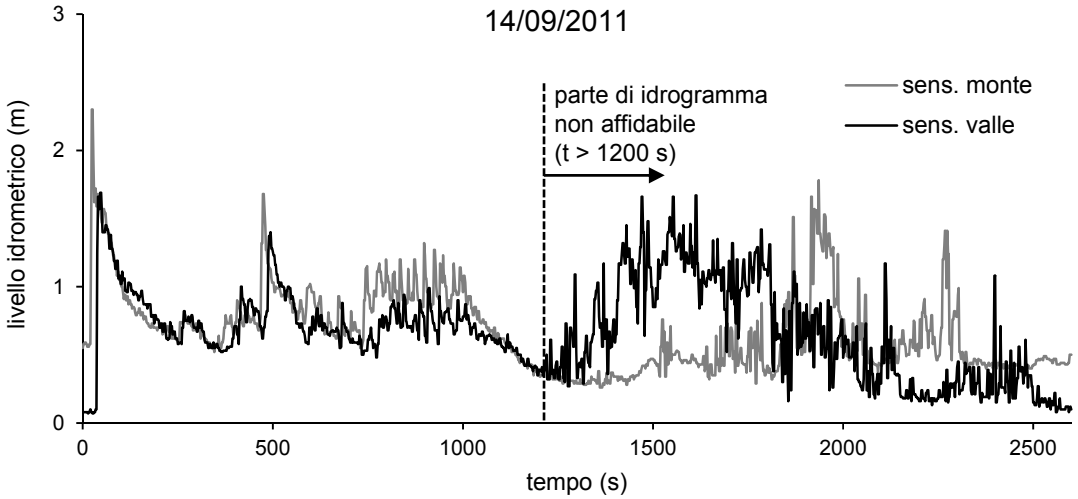


Figura 5.1.7 – Idrogramma della colata detritica registrato dai sensori a ultrasuoni il giorno 14/09/2011 dalle ore 19:42:34. La parte di idrogramma successiva a t=600 s è stata considerata non affidabile poiché troppo disturbata, pertanto tale parte non è stata considerata nelle stime dei volumi di colata.

Per la prima parte dell'evento entrambi i sensori hanno funzionato correttamente, permettendo così il calcolo della velocità media del fronte della colata in base al tempo di

ritardo tra i picchi e alla distanza tra i sensori. Come riportato nella Tabella 5.1.3, la velocità media così calcolata è pari a 3.6 m s^{-1}. Dopo circa 600 secondi dal passaggio della prima ondata, un malfunzionamento del sensore di valle ha compromesso il corretto monitoraggio dell'intero evento, pertanto il volume del materiale stimato (4700 m^3) risulta sottostimato poiché riferito alla sola prima parte dell'evento.

Le variazioni associate agli intensi eventi meteorici e alla colata detritica sono state documentate su tutte le aree monitorate. La principale sorgente di sedimento, l'Area E, è stata interessata da notevoli cambiamenti soprattutto di tipo erosivo, come si può osservare in Figura 5.1.8.

L'Area C è stata interessata da variazioni dell'alveo, sia a carattere erosivo che deposizionale.

Nell'Area B si è potuta osservare la movimentazione di grossi massi, di dimensioni superiori al metro cubo. Una parte dei massi di scogliera posti a protezione del versante in destra idrografica è stata asportata. Il piede di tale versante è stato interessato inoltre da erosione di materiale di piccole e medie dimensioni.

La briglia di contenimento del materiale di colata dell'Area F è stata scavalcata dalla colata in destra idrografica (v. Fig. 5.1.9); l'altezza del materiale depositatosi a monte ha raggiunto i due metri.

Nell'Area A, lungo il tratto compreso tra i sensori a ultrasuoni, il passaggio della colata ha determinato un modesto cambiamento del corso d'acqua e la deposizione in sinistra idrografica di materiale comprendente massi di medie e grosse dimensioni immersi in una matrice di materiale fine, come documenta la Figura 5.1.11.

Alla confluenza del Moscardo con il Torrente But il materiale di colata ha invaso l'alveo di quest'ultimo, come si può osservare in Figura 5.1.10.

Figura 5.1.8 – Variazioni osservate sull'Area E in seguito alla colata detritica del 14/09/2011.

Figura 5.1.9 – Scavalcamento della briglia di contenimento del materiale di colata localizzata nell'Area F, a seguito dell'evento del 14/09/2011.

Figura 5.1.10 – Riversamento di materiale di colata detritica alla confluenza del Moscardo con il Torrente But, a seguito dell'evento del 14/09/2011.

Figura 5.1.11 – Variazioni osservate sull'Area A in seguito alla colata detritica del 14/09/2011.

L'evento del 24/09/2012 appare meno localizzato di quello del 14/09/2011, come si può osservare dalle mappe radar di Figura 5.1.12 e dai dati delle diverse stazioni pluviometriche. Le precipitazioni registrate nell'arco della giornata ammontano a 77.8, 96.4 e 76.6 mm registrate rispettivamente dai pluviometri di Malga Pramosio, dell'Area B e dell'Area E, mentre l'intensità massima oraria è pari a 29.8, 37.8 e 31.0 mm h^{-1}. L'intensità massima dell'evento, riferita all'intervallo di 10 minuti, è stata registrata dal pluviometro dell'Area E tra le 18:54 e le 19:04, ed è pari a 84.0 mm h^{-1}.

Nella Figura 5.1.13 è riportato l'andamento delle precipitazioni che hanno innescato la colata detritica del 24/09/2012, registrate dai pluviometri delle aree B ed E. La durata dell'evento, considerata fino al probabile innesco della colata detritica, è di circa 4 ore e 30 minuti, secondo quanto registrato dal pluviometro dell'Area B (in linea con quanto rilevato dagli altri pluviometri); l'intensità media è di 15.5 e 11.8 mm h^{-1}, secondo i dati relativi alle aree

B ed E. Limitando l'analisi all'intervallo di tempo riportato nei grafici di Figura 5.1.13, relativi alla parte più intensa della precipitazione, la durata dell'evento meteorologico è di circa 1 ora e 50 minuti. L'intensità media calcolata su questo intervallo di tempo è pari a 30.2 e 23.2 mm h^{-1} per le aree B ed E.

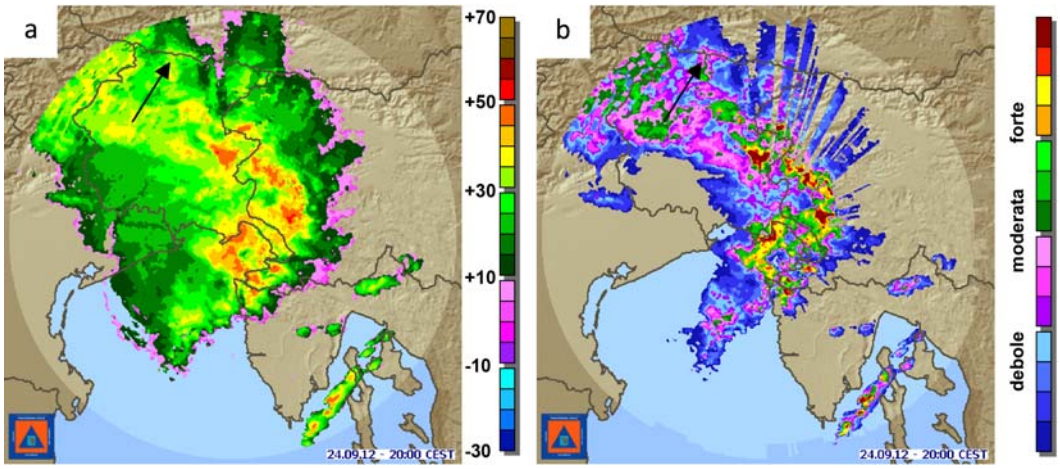


Figura 5.1.12 – Mappe radar a scala regionale degli indici a) VMI e b) SRT relative alle ore 19.00 (ora solare) del 24/09/2012 (fonte: Osmer, 2013). La freccia indica la posizione del bacino del Torrente Moscardo.

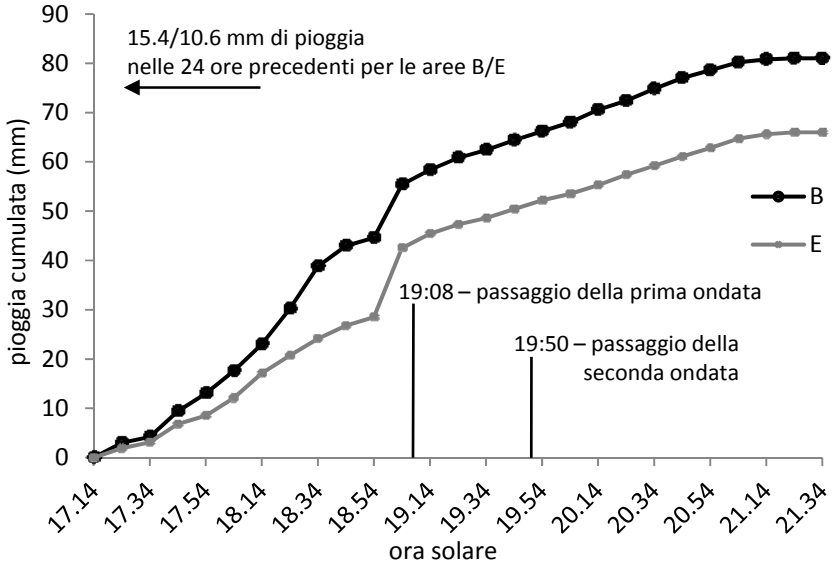


Figura 5.1.13 – Grafici delle precipitazioni cumulate che hanno innescato la colata detritica del 24/09/2012. I dati sono stati registrati dai pluviometri installati sulle aree B ed E, riferiti a intervalli di tempo di 10 minuti.

L'idrogramma della colata è rappresentato in Figura 5.1.14. A causa di un malfunzionamento del sistema di registrazione, solamente il sensore a ultrasuoni di valle era funzionante al momento del passaggio della colata. Non essendo stato quindi possibile

calcolare la velocità media della colata e di conseguenza gli altri parametri, è stato considerato un intervallo di valori di velocità compreso tra 3.0 e 4.0 m s^{-1}, caratteristico delle colate del Moscardo sulla base dei dati riportati in Marchi et al. (2002). La risultante stima dei volumi porta ad individuare un valore elevato, compreso tra 49000 e 65000 m^3.

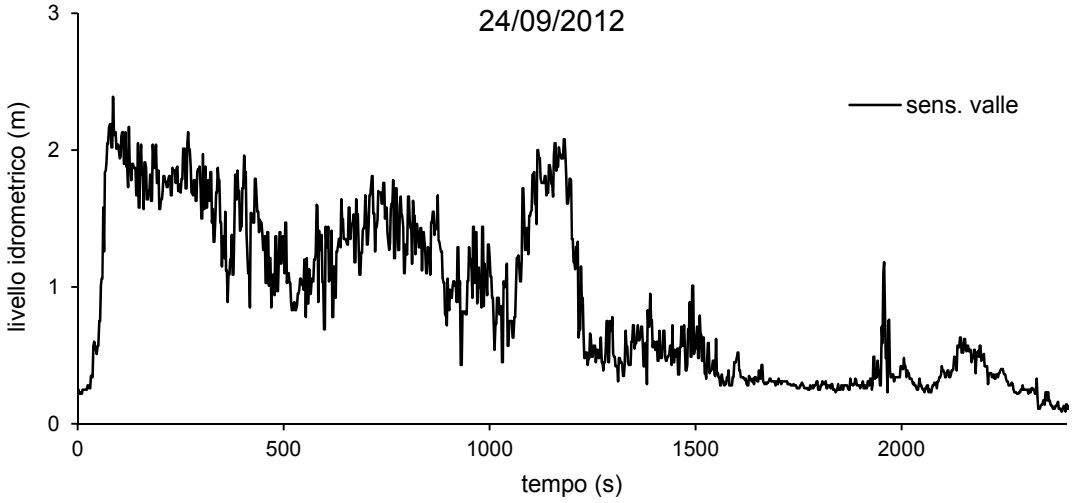


Figura 5.1.14 – Idrogramma della colata detritica registrato dal sensore a ultrasuoni di valle il giorno 24/09/2012 dalle ore 19:08:06.

Il giorno 27/09/2012, solamente tre giorni dopo l'evento del 24/09/2012 sopra descritto, una seconda colata detritica di magnitudo ancora più rilevante è stata registrata sul Moscardo. Le precipitazioni si sono concentrate nella notte e nella prima parte della giornata (v. Fig. 5.1.15); alle ore 9.00 i pluviometri di Malga Pramosio e delle aree B ed E registravano rispettivamente una precipitazione totale di 94.2, 154.2 e 117.5 mm, con intensità massime riferite all'ora di 29.6, 48.6 e 40.8 mm h^{-1}. La massima intensità nell'arco di 10 minuti è stata registrata tra le 04:04 e le 04:14 dal pluviometro installato sull'Area B, ed è pari a 75.6 mm h^{-1}.

L'andamento delle precipitazioni cumulate riferite ai giorni 26 (dalle ore 21.54) e 27/09/2012 è riportato nei grafici di Figura 5.1.16. La durata dell'evento, considerata a partire dalle ore 19:24 del giorno 26 fino al probabile innesco della colata detritica, è di circa 9 ore. La risultante intensità media è di circa 10.3 e 6.9 mm h^{-1}, calcolati dai dati dei pluviometri delle aree B ed E. Limitando l'analisi all'intervallo di tempo riportato nei grafici di Figura 5.1.16, relativi alla parte più intensa della precipitazione, la durata dell'evento meteorologico è di circa 6 ore e 20 minuti. L'intensità media calcolata su questo intervallo temporale è pari a 13.8 e 9.2 mm h^{-1} per le aree B ed E.

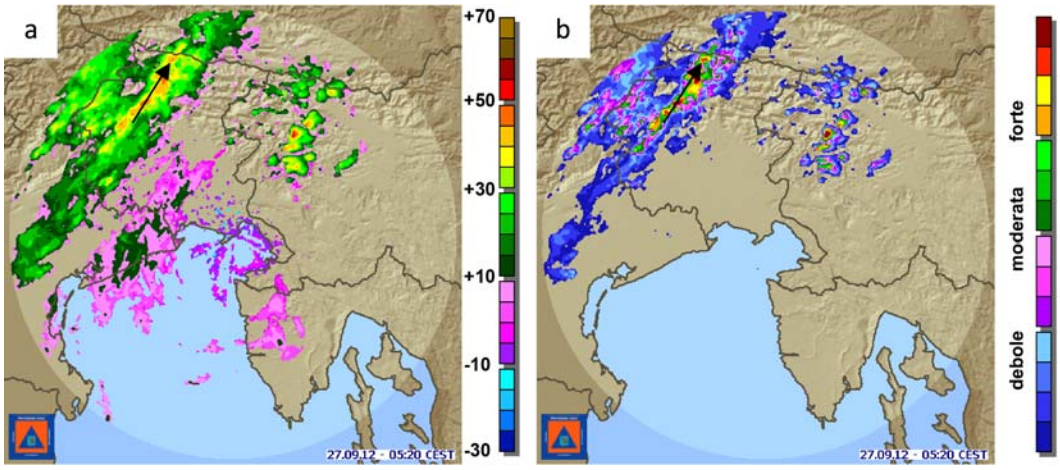


Figura 5.1.15 – Mappe radar a scala regionale degli indici a) VMI e b) SRT relative alle ore 04.20 (ora solare) del 27/09/2012 (fonte: Osmer, 2013). La freccia indica la posizione del bacino del Torrente Moscardo.

Per entrambi gli eventi del 2012 le piogge registrate sono risultate più elevate per l'Area B rispetto all'Area E (v. Figg. 5.1.13 e 5.1.16), nonostante quest'ultimo si trovi a quota più elevata. Una spiegazione di questa evidenza potrebbe inizialmente essere ricercata in un errore di calibrazione di uno dei due pluviometri, tuttavia dall'analisi delle serie relative ad altri eventi e dal confronto con gli altri pluviometri della rete di monitoraggio non si evincono differenze sistematiche tali da far pensare a errori di calibrazione.

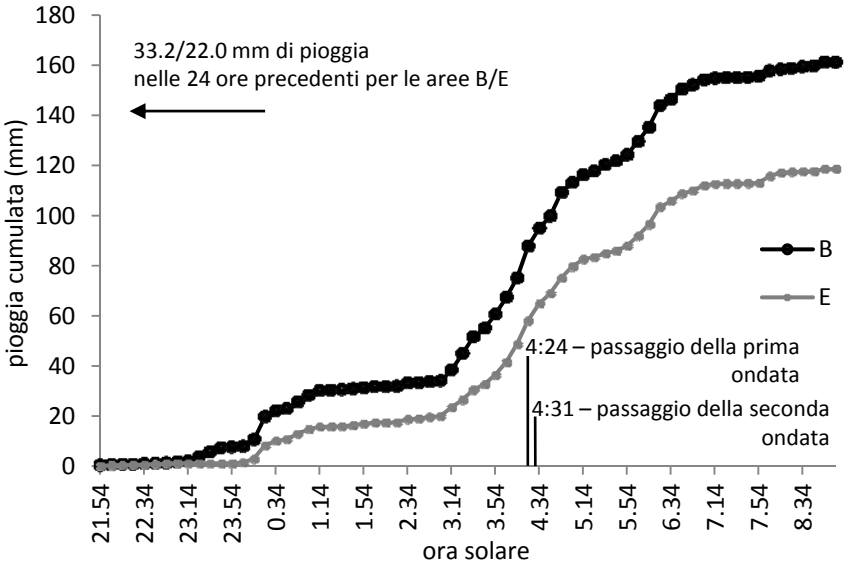


Figura 5.1.16 – Grafici delle precipitazioni cumulate dei giorni 26 e 27/09/2012, che hanno innescato la colata detritica del 27/09/2012. I dati sono stati registrati dai pluviometri installati sulle aree B ed E, riferiti a intervalli di tempo di 10 minuti.

L'idrogramma della colata del 27/09/2012 è riportato in Figura 5.1.17. Come per l'evento del 24/09, solamente il sensore a ultrasuoni di valle era funzionante durante il passaggio della colata detritica. Anche in questo caso, è stato utilizzato un intervallo di valori di velocità tipici delle colate del Moscardo, compreso tra 3.0 e 4.0 m s^{-1}. Il volume di materiale transitato calcolato sulla base di questo intervallo di velocità è compreso tra 77000 e 102000 m^3.

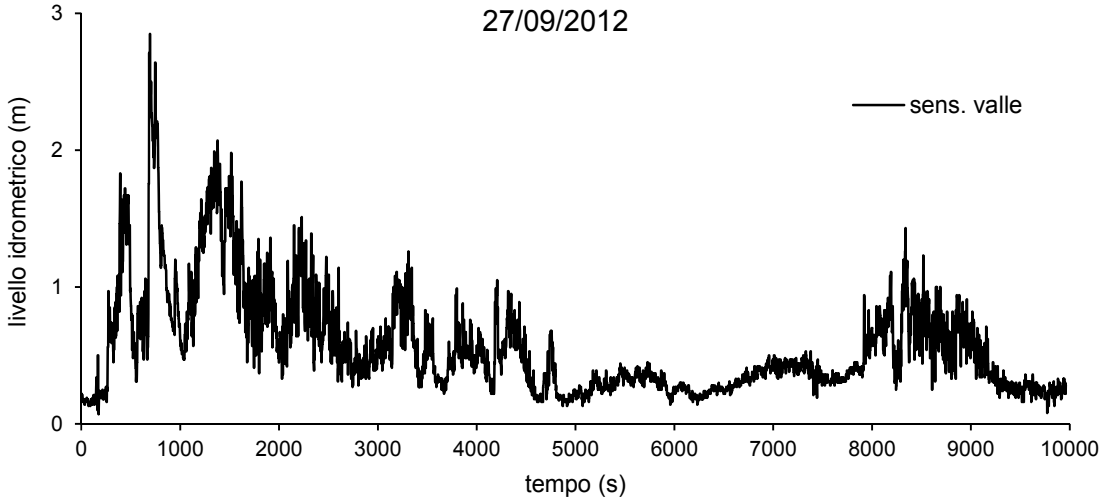


Figura 5.1.17 – Idrogramma della colata detritica registrato dal sensore a ultrasuoni di valle il giorno 27/09/2012 dalle ore 04:20:00.

A causa della vicinanza nel tempo degli eventi del 24 e 27/09/2012, non è stato possibile effettuare un sopralluogo tra le due date e quindi distinguere le variazioni geomorfologiche relative a ciascun evento. Le considerevoli stime volumetriche ricavate dall'analisi degli idrogrammi appaiono essere in linea con i cambiamenti osservati sul bacino, e consentono di ascrivere le colate del 2012 tra gli eventi di magnitudo più elevata registrati dall'inizio delle attività di monitoraggio iniziate nei primi anni '90 (Marchi et al., 2002; Arattano et al., 2012).

Nella parte alta del bacino non coperta dal bosco, a nord dell'Area E, gli intensi eventi meteorici hanno comportato l'incisione di nuovi canali di colata non osservabili in precedenza (v. Fig. 5.1.18). Parte del materiale trasportato è stato disperso nel bosco, mentre una parte è confluita nel Rio dei Laris, divellendo una parte del rivestimento metallico di un tratto canalizzato e provocandone l'ostruzione e la conseguente esondazione in destra idrografica (v. Fig. 5.1.19).

Figura 5.1.18 – Incisione di canali (indicati dalle frecce) nella parte alta del bacino a seguito degli eventi del settembre 2012.

Figura 5.1.19 – Ostruzione ed esondazione di una colata detritica dal tratto canalizzato del Rio dei Laris, a seguito degli eventi del settembre 2012.

L'Area E è stata particolarmente interessata da variazioni. Come si può osservare dalla figura 5.20, l'area è stata oggetto di variazioni diffuse, tuttavia l'erosione del canale principale ha messo a nudo la sottostante roccia madre.

Figura 5.1.20 – Variazioni osservate sull'Area E a seguito degli eventi del settembre 2012.

Il segno del passaggio delle colate è stato riscontrato in tutte le aree monitorate, con fenomeni diffusi di prevalente carattere erosivo.

Nell'Area B è di particolare rilevanza l'erosione al piede del versante in destra idrografica, che ha comportato l'asportazione di numerosi massi di scogliera (v. Fig. 5.1.21). Su tale versante, già interessato da una profonda frana roto-traslazionale associata a un dissesto gravitativo profondo (v. Par 4.1.2), è stato osservato un ampliamento di alcune fessure indicatrici della frana in atto, in particolare in corrispondenza del pluviometro.

Figura 5.1.21 – Variazioni osservate sull'Area B a seguito degli eventi del settembre 2012.

Come nell'evento del 2011, la briglia di contenimento del materiale di colata è stata scavalcata dalla colata in destra idrografica. Immediatamente a valle di essa, sempre in destra idrografica, si osservano profonde erosioni della sponda.

Le variazioni che hanno interessato l'Area A riguardano principalmente l'erosione al piede dell'argine destro per la quasi totalità del tratto monitorato (v. Fig. 5.1.22) e la deposizione di materiale costituito in prevalenza da massi di medie e grosse dimensioni immersi in una matrice di materiale fine in sinistra idrografica.

Figura 5.1.22 – Variazioni osservate sull'Area A a seguito degli eventi del settembre 2012.

Sia in corrispondenza del guado del conoide che alla confluenza con il Torrente But si può notare la movimentazione di grossi massi, di dimensioni superiori ai 2 metri cubi (v. Fig. 5.1.23). Poco a valle del guado, è possibile osservare su un tratto di argine rinforzato da massi di scogliera in destra idrografica il segno del passaggio della colata e l'altezza raggiunta: la

vegetazione arbustiva quasi prossima alla sommità dell'argine appare completamente sfrondata, come si può osservare in Figura 5.1.24.

Una considerevole quantità di materiale è stata riversata dal Moscardo nel Torrente But; una minima parte di esso ha scavalcato l'argine in destra idrografica, mentre un considerevole volume costituito in prevalenza da massi di medie e grosse dimensioni si è depositato lungo l'argine destro del But.

Figura 5.1.23 – Grossi massi depositatisi a valle della confluenza del Torrente Moscardo con il But a seguito degli eventi del settembre 2012.

Figura 5.1.24 – Segni dell'altezza raggiunta dalle colate del settembre 2012: gli arbusti prossimi alla sommità dell'argine appaiono divelti.

5.1.3. Confronti con eventi passati e con altre aree

La correlazione tra l'innesco di colate detritiche e le caratteristiche degli eventi meteorici associati è stata analizzata per il bacino del Torrente Moscardo da Deganutti et al. (2000) per le precipitazioni registrate tra il 1990 e il 1998. Lo studio, come già accennato nel Paragrafo 5.1.1, ha evidenziato da un punto di vista statistico come i principali parametri associati alle precipitazioni in grado di innescare o meno colate detritiche siano la precipitazione totale e l'intensità massima rilevata in un periodo di 60 minuti.

Diverse combinazioni di questi parametri in relazione all'accadimento di colate detritiche sono riassunte in Figura 5.1.25. I dati riportati in figura fanno riferimento agli eventi meteorici registrati tra il 1990 e il 1998 sul Moscardo, e riportati in Deganutti et al. (2000) e in Marchi et al. (2002).

Per le precipitazioni registrate nel triennio 2011-2013, sono stati considerati solamente gli eventi registrati dai pluviometri installati nelle aree B ed E interni al bacino. La copertura temporale delle acquisizioni è sintetizzata nel grafico di Figura 4.1.2. I parametri relativi agli

eventi registrati da entrambi i pluviometri riportati nel grafico di Figura 5.1.25 e in Tabella 5.1.4 sono calcolati come valori medi dei parametri di ciascun pluviometro.

I dati riportati appaiono in linea con i dati relativi all'intervallo di tempo 1990-1998. Per l'evento del 14/09/2011 la brevissima durata dell'evento è confermata dalle registrazioni del pluviometro installato nei pressi di Malga Pramosio. Nonostante la precipitazione abbia perdurato per circa 5 ore, dopo poco più di 30 minuti dall'inizio dell'evento meteorico è stato registrato il passaggio della colata detritica all'altezza dell'impianto idrometrografico.

Nella Figura 5.1.25, la linea 2 delimita la curva inferiore d'inviluppo degli eventi meteorici che hanno innescato colate detritiche sul Moscardo. Tra gli eventi che hanno causato colate detritiche e quelli che non vi è una forte sovrapposizione, pertanto non risulta possibile effettuare una netta divisione. Secondo quanto riportato in Deganutti et al. (2000), la linea critica che individua la combinazione di parametri necessari ma non sufficienti ad innescare colate detritiche sul bacino del Moscardo è descritta dalla seguente equazione:

$$I = 15D^{-0.7} \qquad \text{[Eq. 5.1.1]}$$

dove *I* rappresenta l'intensità media della precipitazione (mm h^{-1}) e *D* la durata della precipitazione (h).

Confrontata con i dati relativi ad altri studi (rappresentati dalle altre linee in Figura 5.1.25), si può evincere che l'intensità di pioggia critica per il bacino del Moscardo è inferiore (v. linee 4 e 5); la ragione di ciò può essere individuata nel fatto che, a causa delle caratteristiche topografiche, fisiche e meccaniche del materiale detritico presente sul Moscardo, sono sufficienti intensità relativamente inferiori affinché si verifichino colate detritiche. Le linee di soglia critica 1 e 3 appaiono invece più simili a quella calcolata per il Moscardo. La linea 1 è basata su analisi relative ad eventi meteorici a cui è associabile un singolo evento di colata detritica; le analisi sono state condotte secondo criteri simili a quelli utilizzati nello studio di Deganutti et al. (2000). La linea 3, invece, fa riferimento a una situazione di bacino i cui versanti sono stati sottoposti a taglio raso, e quindi particolarmente suscettibili ad eventi di dissesto quali frane superficiali e colate detritiche.

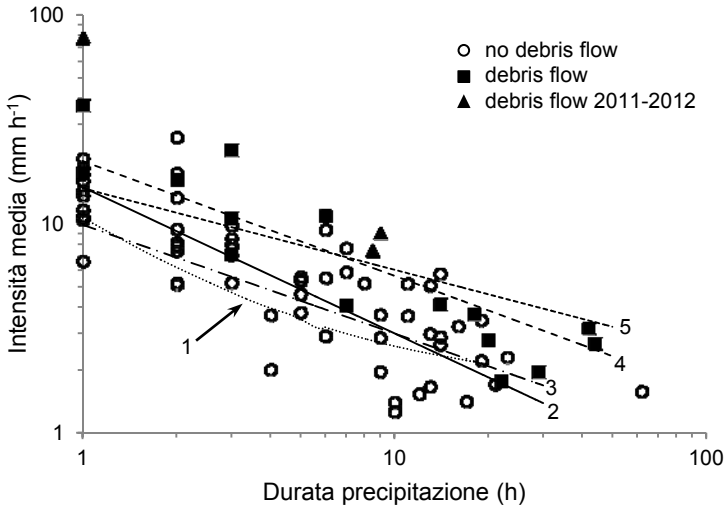


Figura 5.1.25 – Relazione tra durata della precipitazione e intensità media (modificato da Deganutti et al., 2000). I numeri indicano i risultati relativi ai seguenti studi: 1- Wieczorek (1987); 2- Deganutti et al., 2000; 3- Montgomery et al. (2000); 4-Ceriani et al. (1994); 5- Caine (1980). Nel grafico sono riportate le caratteristiche dei tre eventi registrati sul Moscardo nel 2011 e nel 2012 che hanno causato l'innesco di colate detritiche.

Tabella 5.1.4 – Principali caratteristiche degli eventi meteorici che hanno causato l'innesco di colate detritiche registrati dai pluviometri installati sulle aree B ed E del Moscardo. D è la durata della precipitazione; I è l'intensità media dell'evento.

Data	Area B		Area E		Valori medi	
	D (h)	I (mm h^{-1})	D (h)	I (mm h^{-1})	D (h)	I (mm h^{-1})
14/09/2011	0.5	76.8	-	-	0.5	76.8
24/09/2012	8.5	8.3	8.5	6.4	8.5	7.4
26-27/09/2012	9.0	10.3	9.0	7.6	9.0	9.0

Per quello che riguarda le caratteristiche delle colate detritiche ottenute dalle elaborazioni degli idrogrammi, in Figura 5.1.26 è proposto un confronto con i parametri di altezza del fronte di colata e di velocità relativi ad altri studi. Nel grafico sono riportati i dati relativi alle analisi condotte sulle colate del Moscardo nel periodo 1990-1998 (Marchi et al., 2002). Nonostante per l'evento del 2011 la velocità calcolata risulti di poco superiore a quella attesa dalla serie storica in relazione all'altezza del fronte di colata, per gli eventi del 2012 i dati appaiono in linea con gli eventi passati. Appare pertanto ragionevole l'individuazione dell'intervallo di velocità del fronte di colata utilizzato nelle elaborazioni relative agli eventi del 2012 (3-4 m s^{-1}), di cui non è stato possibile effettuare il calcolo a causa del malfunzionamento del sensore di monte. Confrontate con i dati relativi alle colate registrate in altre aree, le velocità delle colate detritiche del Moscardo appaiono relativamente basse.

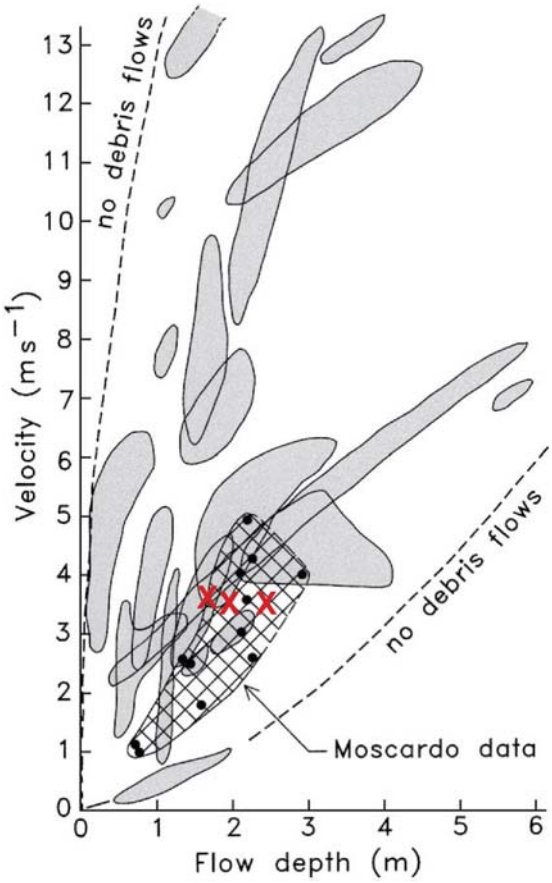


Figura 5.1.26 – Relazione tra altezza del fronte e velocità delle colate detritiche: confronto tra i dati riferiti al Moscardo e altri dataset (modificato da Marchi et al., 2002 e Phillips e Davies 1991). Le croci di colore rosso fanno riferimento alle caratteristiche delle colate del 2011 e del 2012 registrate sul Moscardo.

Le relazioni tra volumi (m^3) e portate di picco (m^3 s^{-1}) per gli eventi del 2011 e del 2012 sono riportate in Figura 5.1.27. Per gli eventi del 2012, la velocità di riferimento per i calcoli dei volumi e delle portate è di 3.5 m s^{-1}. Ai fini del grafico, le due ondate separate della colata del 27/09/2012 sono state considerate come eventi distinti; come si può osservare nell'idrogramma di Figura 5.1.17, il passaggio della seconda ondata inizia all'incirca in corrispondenza di t = 4000 s.

Nel grafico sono riportati i dati relativi alle colate del Moscardo registrate tra il 1990 e il 1998 (Marchi et al., 2002). I dati relativi al 2011 e al 2012 appaiono coerenti con la serie storica.

Le relazioni tra volumi e portate che contraddistinguono le colate detritiche fangose e quelle granulari sono ottenute dagli studi di Mizuyama et al. (1992) e di Bovis e Jakob (1999), condotte rispettivamente su dati relativi al monitoraggio delle colate nelle montagne del Giappone e del Canada. Le relazioni tra volumi e portate delle colate detritiche del Moscardo risultano essere abbastanza prossime a quelle delle colate a matrice fangosa (Marchi e Cavalli,

2005), confermando i risultati degli studi reologici e sedimentologici sulle caratteristiche delle colate osservate sul Moscardo (Coussot et al., 1998; Moscariello et al., 2002).

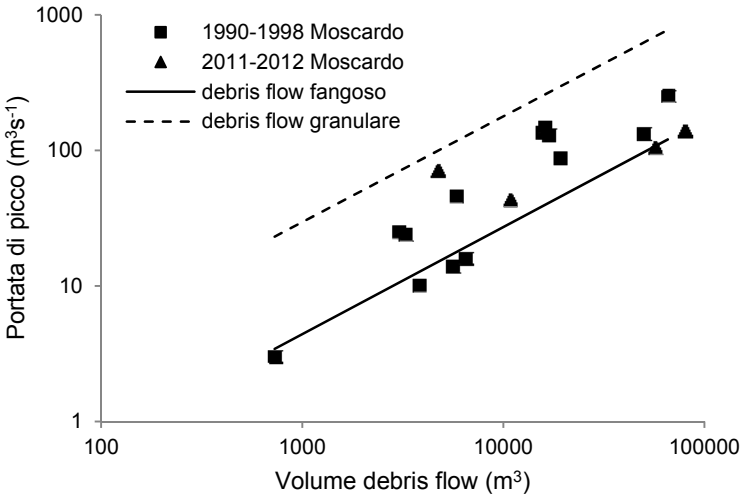


Figura 5.1.27 – Relazione fra portate di picco e volumi delle colate detritiche sul Torrente Moscardo.

5.2. Elaborazioni TLS

Nei paragrafi che seguono vengono riportati i risultati relativi all'analisi dell'accuratezza generale dei DEM (Par. 5.2.1). Essi comprendono le principali analisi statistiche relative sia a distribuzioni normali degli errori che non, basate queste ultime sui criteri dei *metodi statici robusti* (Höhle e Höhle, 2009). Vengono inoltre riportate le carte dei principali indici calcolati sui dati ottenuti dai rilievi TLS (pendenza, densità di punti, scabrezza, Vegetation Noise – riportate nell'Appendice A) e i risultati relativi alla loro correlazione con le aree immutate dei DoD per la definizione delle funzioni di appartenenza del FIS.

Nel Paragrafo 5.2.2 vengono riportati i risultati relativi al calcolo dei DoD basati sull'applicazione di tre metodologie differenti per la valutazione dell'incertezza verticale: metodo a differenza grezza (nessuna valutazione di δz), metodo basato su logica *fuzzy* (FIS), integrazione del FIS con analisi della coerenza spaziale.

Nel Paragrafo 5.2.3, infine, i risultati delle analisi dei DoD sono messi in relazione con le stime volumetriche ottenute dall'analisi degli idrogrammi registrati dai sensori a ultrasuoni.

5.2.1. Accuratezza delle elaborazioni

I DEM calcolati dai dati TLS sono riportati, per le diverse aree relativamente alle tre campagne di rilievi TLS, nell'Appendice A.

L'utilizzo delle nuvole di punti ottenute dalle scansioni preliminari condotte durante la prima campagna di rilievi TLS (S1) ha permesso, in seguito ad un opportuno filtraggio, di disporre di un set di dati di GCP da utilizzare come riferimento per l'analisi dell'accuratezza dei DEM. Anche se non completamente indipendenti dai DEM da analizzare, i dati utilizzati hanno permesso di effettuare un'analisi sui DEM relativi alle campagne monitoraggio S1, S2 e S3 senza dover ricorrere a rilievi appositi, spesso non possibili a causa dell'inaccessibilità alle aree.

Nell'analisi diverse fonti di errore vengono combinate tra loro; esse sono principalmente identificabili in relazione agli errori naturali, strumentali e di misurazione, all'accuratezza del posizionamento GPS, all'asperità del terreno (in particolare per quello che riguarda la presenza di massi e detriti di diverse dimensioni), alla presenza di punti anomali, al processo di registrazione delle diverse nuvole di punti relative a diverse SP, alla registrazione delle nuvole di punti sulle precedenti (per le diverse campagne), all'identificazione e alla rimozione della vegetazione, all'interpolazione dei DEM.

La distribuzione dei GCP per le diverse aree è riportata in Figura 5.2.1, mentre i risultati dell'analisi degli errori δz sono sintetizzati in Figura 5.2.2 (istogrammi delle distribuzioni di δz), in Figura 5.2.3 (Q-Q plots) e in Tabella 5.2.1.

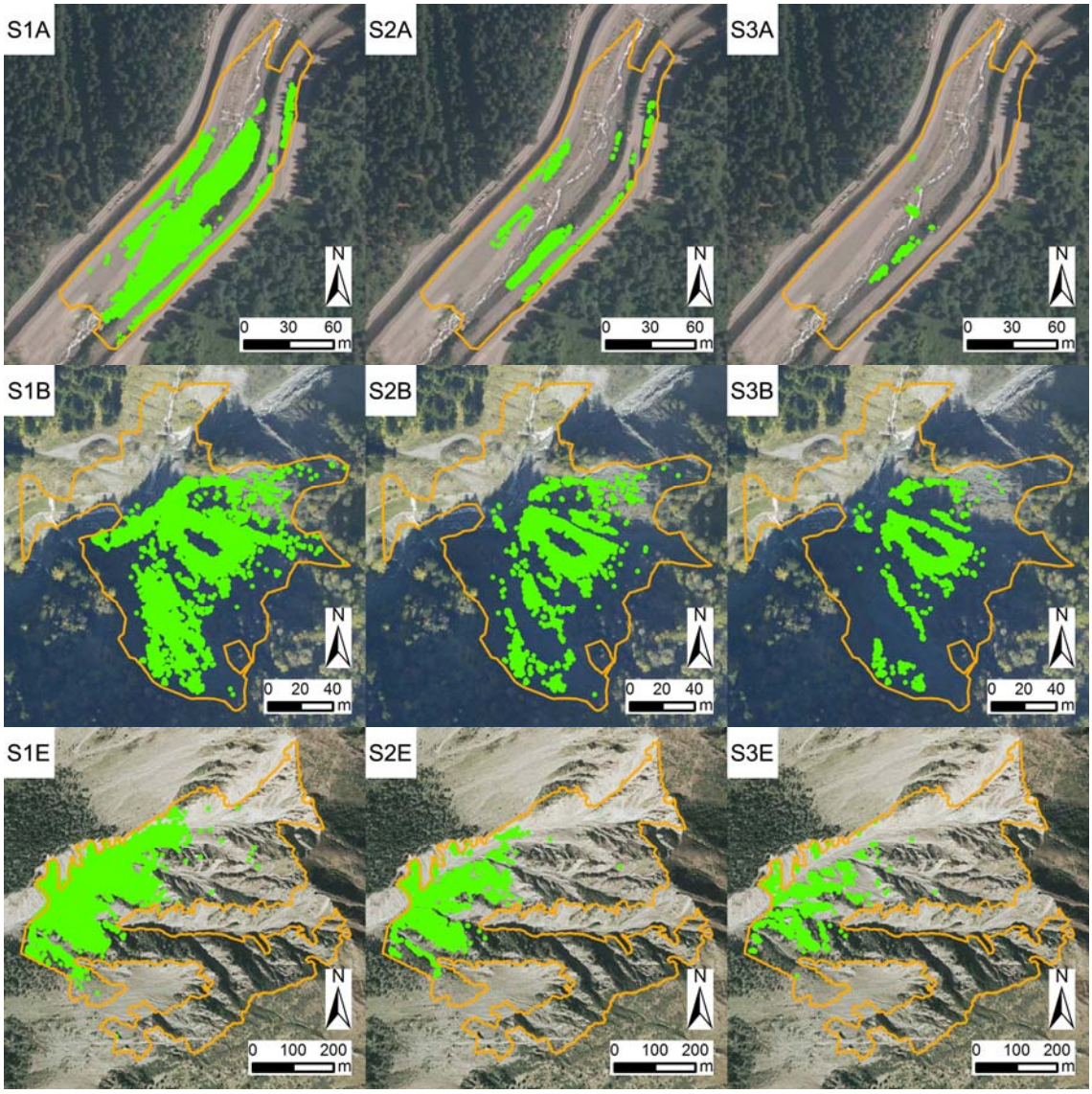


Figura 5.2.1 – Mappe di distribuzione dei GCP utilizzati per l'analisi dell'accuratezza dei DEM relativi alle aree A (riga superiore), B (riga centrale), E (riga inferiore) per i rilievi S1 (colonna di sinistra), S2 (colonna centrale), S3 (colonna di destra).

Nonostante gli istogrammi di Figura 5.2.2 mostrino un'apparente distribuzione di tipo normale per la maggior parte dei set di dati analizzati, i Q-Q plots di Figura 5.2.3 evidenziano una significante deviazione da questo tipo di distribuzioni. Dai grafici è osservabile, per alcune aree, la distribuzione non simmetrica di δz e/o la deviazione della media dallo zero, indicatori della possibile presenza di errori di tipo sistematico.

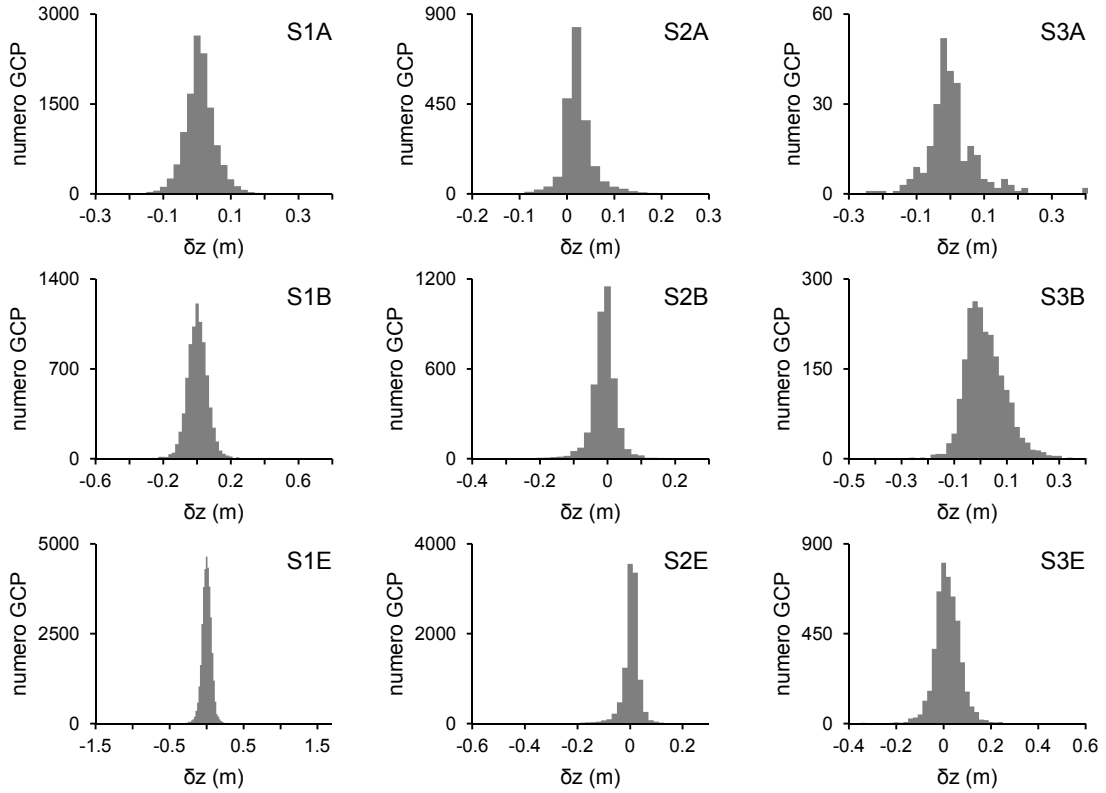


Figura 5.2.2 – Distribuzioni delle differenze (δz) tra i DEM e i GCP per l'analisi dell'accuratezza dei DEM.

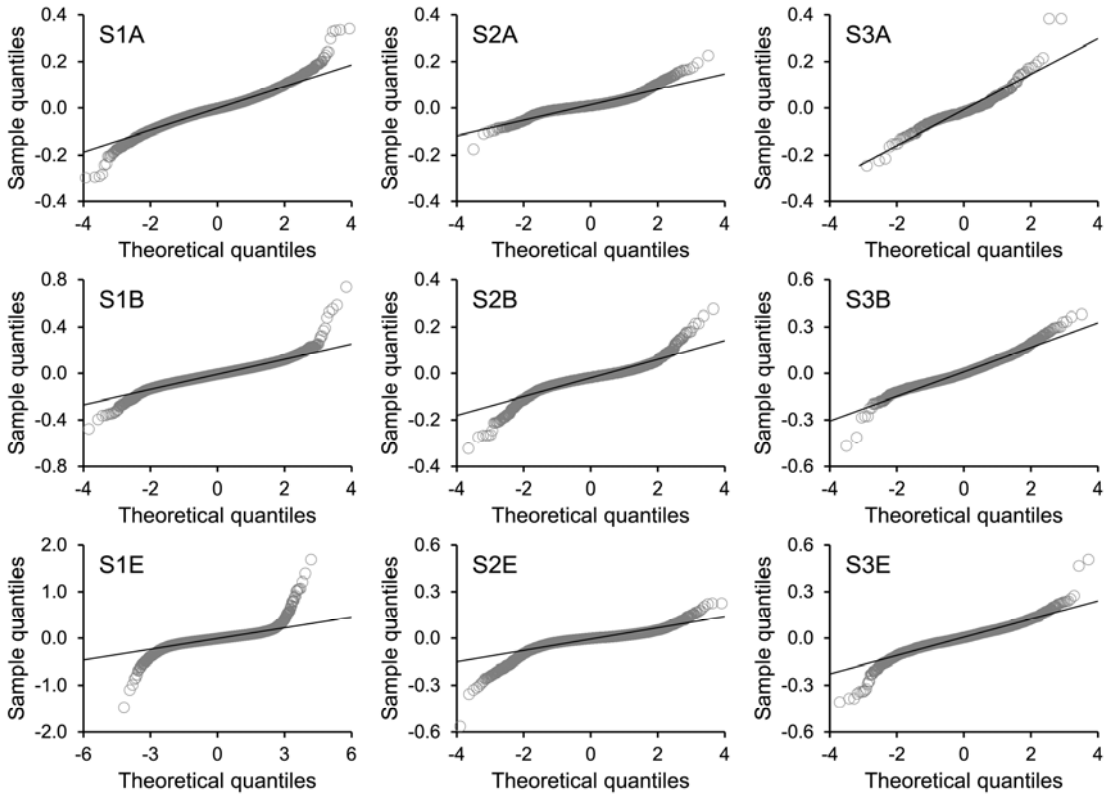


Figura 5.2.3 – Q-Q plots relativi alle distribuzioni delle differenze (δz) tra i DEM e i GCP per l'analisi dell'accuratezza dei DEM.

L'analisi condotta mediante metodi statistici *robusti* permette di ottenere una migliore gestione degli *outlier*, come osservabile nei risultati della Tabella 5.2.1. Nel loro complesso i DEM presentano valori di RMSE compresi tra 0.036 e 0.080 m, con una RMSE medio di 0.058 m. I valori dell'indice NMAD, corrispondente alla deviazione standard in assenza di *outlier*, sono compresi tra 0.019 e 0.071 m, e presentano un NMAD medio di 0.043 m.

Tabella 5.2.1 – Analisi dell'accuratezza dei DEM relativi alle diverse campagne di rilievi (S1, S2, S3) per le diverse aree (A, B, E) basata sulle differenze tra i DEM e i rispettivi GCP.

DEM analizzato	S1A	S2A	S3A	S1B	S2B	S3B	S1E	S2E	S3E
Modalità di calcolo di δz	DEM(S1) - GCP	DEM(S2) - DEM(S1)	DEM(S3) - DEM(S2)	DEM(S1) - GCP	DEM(S2) - DEM(S1)	DEM(S3) - DEM(S2)	DEM(S1) - GCP	DEM(S2) - DEM(S1)	DEM(S3) - DEM(S2)
ANALISI DELL'ACCURATEZZA DEI DEM ASSUMENDO UN TIPO DI DISTRIBUZIONE NORMALE DEGLI ERRORI									
media (m)	-0.001	0.014	-0.007	-0.008	-0.020	0.009	-0.009	-0.006	0.006
deviazione standard (m)	0.047	0.033	0.076	0.065	0.040	0.079	0.076	0.036	0.058
RMSE (m)	0.047	0.036	0.076	0.066	0.045	0.080	0.077	0.037	0.059
min (m)	-0.297	-0.175	-0.245	-0.478	-0.322	-0.468	-1.472	-0.564	-0.407
max (m)	0.341	0.227	0.384	0.737	0.277	0.381	1.687	0.226	0.505
numero di GCP usati	11926	2135	268	8187	3892	2246	35542	10599	4823
soglia per gli *outlier* (m)	0.141	0.108	0.228	0.198	0.135	0.240	0.231	0.111	0.177
numero di *outlier*	120	42	3	95	71	26	388	235	57
percentuale di *outlier* (%)	1.01	1.97	1.12	1.16	1.82	1.16	1.09	2.22	1.18
media dopo rimozione *outlier* (m)	-0.001	0.012	-0.009	-0.007	-0.019	0.008	-0.008	-0.003	0.006
dev. standard dopo rimozione *outlier* (m)	0.043	0.028	0.067	0.058	0.032	0.073	0.063	0.027	0.051
ANALISI DELL'ACCURATEZZA DEI DEM MEDIANTE METODI STATISTICI ROBUSTI									
mediana (m)	-0.002	0.009	-0.017	-0.007	-0.018	0.000	-0.008	-0.002	0.005
NMAD (m)	0.037	0.019	0.048	0.056	0.027	0.071	0.061	0.019	0.049
$Q_{\lvert\delta z\rvert}(0.683)$ (m)	0.040	0.025	0.058	0.058	0.035	0.072	0.062	0.022	0.049
$Q_{\lvert\delta z\rvert}(0.95)$ (m)	0.095	0.079	0.153	0.124	0.090	0.159	0.136	0.073	0.116

5.2.2. Spazializzazione e quantificazione delle variazioni morfologiche

L'incertezza verticale, come discusso nei capitoli precedenti, è condizionata dalle caratteristiche morfologiche e vegetazionali delle aree monitorate. Nell'Appendice A sono

riportati i tematismi relativi a pendenza, densità di punti, scabrezza e Vegetation Noise per le diverse aree relativamente alle tre campagne di rilievi. Per ciascun'area sono inoltre riportati il DEM e la carta dell'incertezza verticale (calcolata come descritto nel Paragrafo 4.2.4).

La correlazione dei quattro indici (pendenza, densità di punti, scabrezza, Vegetation Noise) individuati come indicatori di incertezza verticale con le aree non esposte a cambiamenti morfologici ricavate dai DoD è riportata, per le diverse aree, nei grafici delle Figure 5.2.4, 5.2.5 e 5.2.6. In ciascun grafico la media dei valori assoluti dell'errore verticale (corrispondente al valore del DoD in aree immutate) è riportato come variabile dipendente rispetto a ciascun *ventile* (quantile di ordine *m*/20 – divide la popolazione in 20 parti uguali) dell'indice considerato.

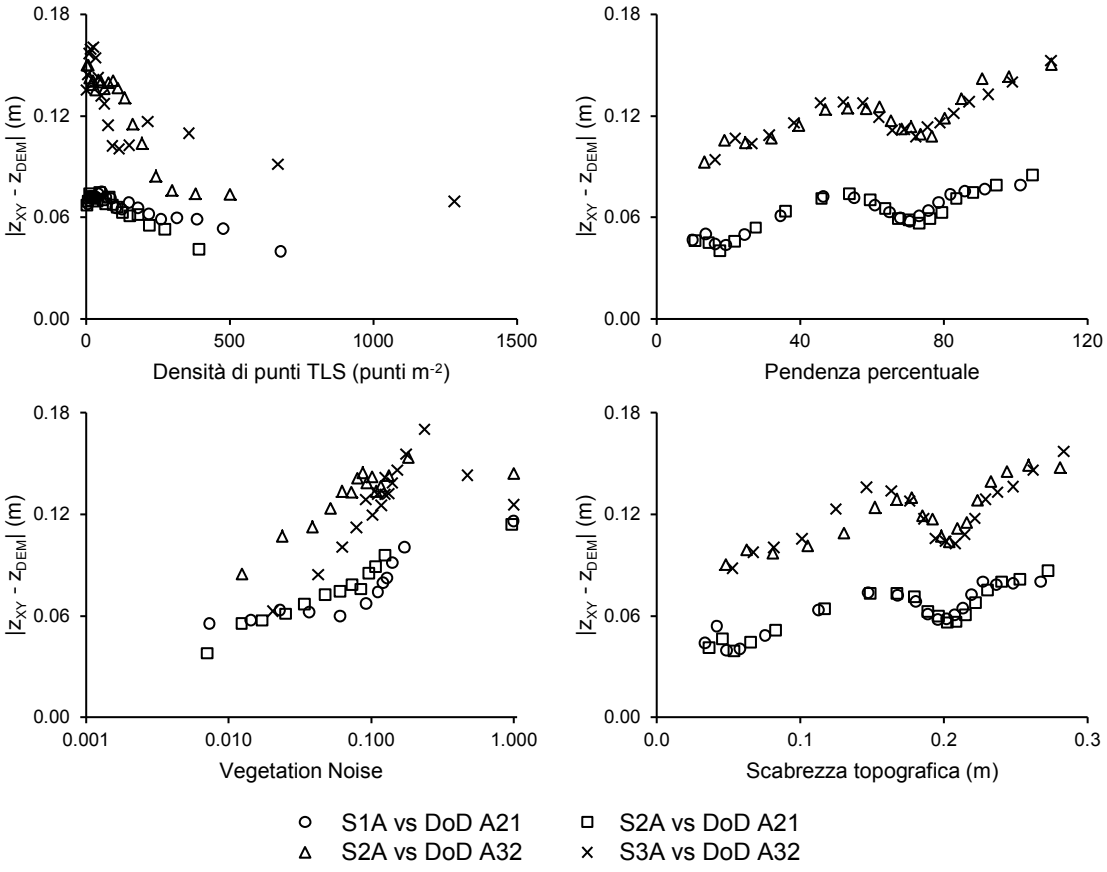


Figura 5.2.4 – Grafici di correlazione tra i diversi indicatori di incertezza verticale (densità di punti, pendenza percentuale, Vegetation Noise, scabrezza) e l'errore verticale relativo alle aree non esposte a cambiamenti morfologici significativi per l'Area A. In ciascun grafico la media dei valori assoluti dell'errore verticale è riportato come variabile dipendente rispetto a ciascun ventile (escluso l'ultimo, omesso ai fini di una più agevole visualizzazione) dell'indice considerato.

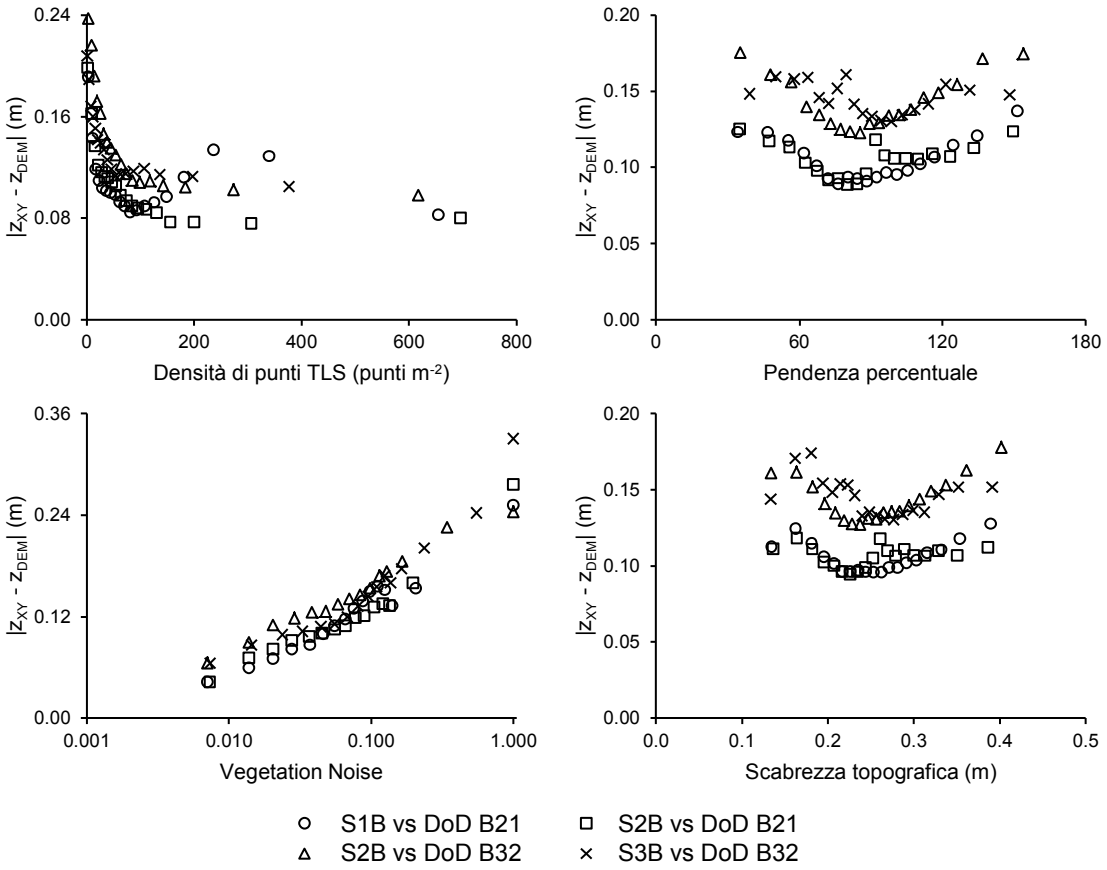


Figura 5.2.5 – Grafici di correlazione tra i diversi indicatori di incertezza verticale (densità di punti, pendenza percentuale, Vegetation Noise, scabrezza) e l'errore verticale relativo alle aree non esposte a cambiamenti morfologici significativi per l'Area B. In ciascun grafico la media dei valori assoluti dell'errore verticale è riportato come variabile dipendente rispetto a ciascun ventile (escluso l'ultimo, omesso ai fini di una più agevole visualizzazione) dell'indice considerato.

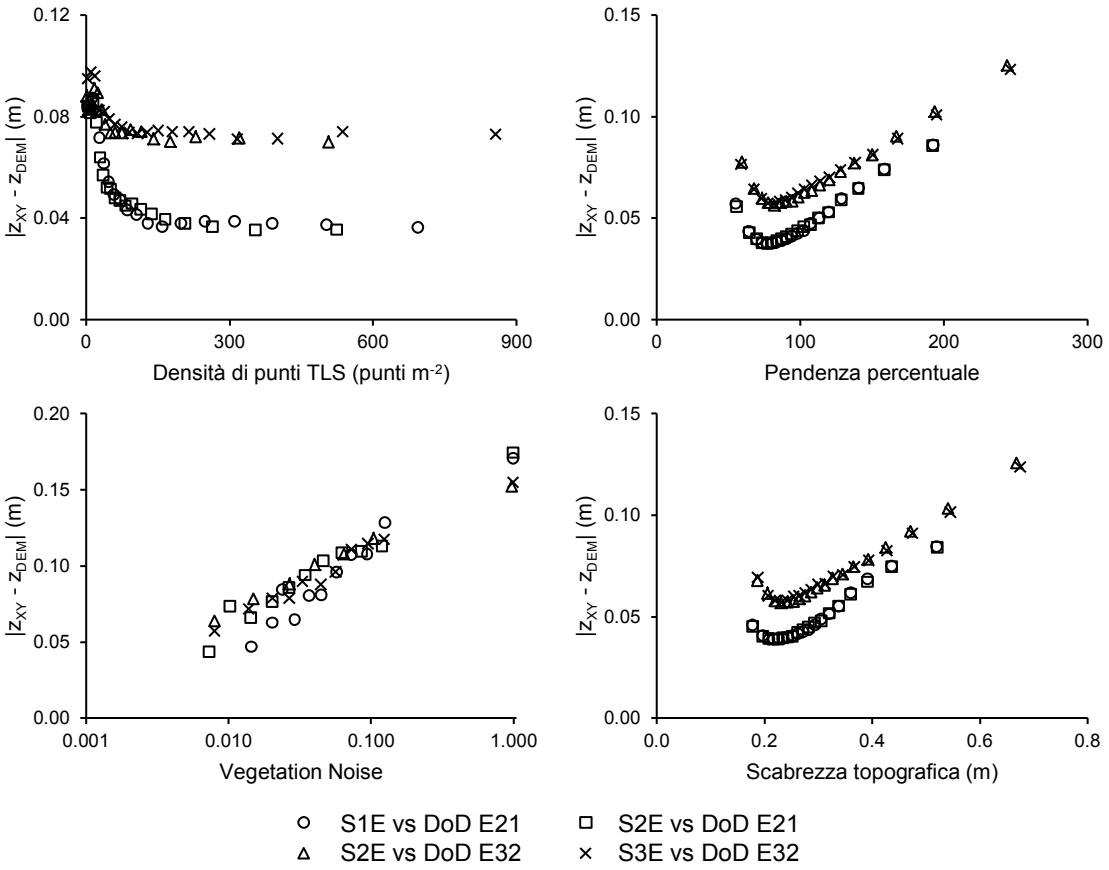


Figura 5.2.6 – Grafici di correlazione tra i diversi indicatori di incertezza verticale (densità di punti, pendenza percentuale, Vegetation Noise, scabrezza) e l'errore verticale relativo alle aree non esposte a cambiamenti morfologici significativi per l'Area E. In ciascun grafico la media dei valori assoluti dell'errore verticale è riportato come variabile dipendente rispetto a ciascun ventile (escluso l'ultimo, omesso ai fini di una più agevole visualizzazione) dell'indice considerato.

Per tutti e quattro gli indici si può osservare l'esistenza di una correlazione rappresentativa di quanto ci si poteva attendere, nonostante sia meno precisa nelle analisi riferite all'Area A, in cui la numerosità del campione (pari a 84932 e 52474 celle analizzate, rispettivamente per i DoD A21 e A32) è inferiore a quella dell'Area B (264857 e 264061 celle) e dell'Area E (515725 e 494885 celle).

Dall'osservazione dei grafici di Figura 5.2.4, 5.2.5 e 5.2.6 si possono trarre le seguenti considerazioni:

- **Densità di punti**: l'errore diminuisce con l'aumentare della densità, ed aumenta esponenzialmente a bassi valori di densità. Oltre il valore di circa 100 punti m^{-2} la diminuzione dell'errore è meno marcata e tende ad assestarsi.
- **Pendenza**: si osserva un minimo relativo dell'ipotetica funzione di interpolazione dell'errore in corrispondenza di valori compresi tra il 70% e l'80%. Ciò potrebbe essere

dovuto alle condizioni per le quali l'angolo d'incidenza formato tra la superficie scansionata e il vettore che collega ciascun punto della superficie con il laser scanner risultano ottimali. In queste condizioni, infatti, l'impronta a terra degli impulsi laser è minima, pertanto l'accuratezza risulta maggiore (Buckley et al., 2008; Schürch et al., 2011).

- **Vegetation Noise**: l'errore verticale è minimo per bassi valori dell'indice, mentre cresce con il suo aumentare, a dimostrazione che l'errore aumenta con l'aumentare della presenza (relativa rispetto all'informazione riguardante il suolo) della vegetazione.
- **Scabrezza**: valgono le stesse considerazioni fatte per la pendenza, con cui si osserva l'esistenza di una collinearità.

I risultati e le considerazioni fatte sono state la base sulla quale sono state definite le regole di appartenenza del FIS descritte nel Capitolo 4. Si è ritenuto opportuno non impiegare nel FIS entrambi gli indici di pendenza e scabrezza, sia per contenere il numero di input entro un numero ragionevole, sia, soprattutto, per ridurre il più possibile la collinearità tra gli indici utilizzati.

Attraverso la spazializzazione dell'incertezza verticale δz mediante il FIS implementato nel metodo GCD è stato possibile ottenere le carte della qualità dei DEM, riportate nell'Appendice A insieme a quelle relative ai DEM e agli indicatori sopra elencati. Dal confronto tra le diverse carte si può osservare come l'errore verticale sia minimo in quelle aree in cui la combinazione dei diversi indicatori è più favorevole (es. alta densità di punti, scarsa pendenza, assenza di vegetazione). A seconda della combinazione degli indici, in questo studio i valori di δz variano tra 0.02 e 0.54 m.

I valori di incertezza verticale sono stati quindi propagati cella per cella nei DoD. La distribuzione spaziale delle differenze tra DEM successivi è riportata in Figura 5.2.7. Queste carte, rappresentanti l'integrazione del FIS con il filtro di coerenza spaziale, possono offrire un inquadramento generale delle variazioni morfologiche e della loro coerenza sulle aree rilevate. Alla scala della Figura 5.2.7 le differenze tra i vari metodi per la propagazione di δz nei DoD non sono apprezzabili.

Il bilancio dei volumi di erosione e di deposizione è stato ristretto alle aree delimitate in nero nelle carte di Figura 5.2.7, che riguardano le zone in cui i cambiamenti morfologici sono chiaramente riscontrabili dall'osservazione dei DoD. Questa scelta è stata fatta per escludere le aree in cui le variazioni della morfologia non sono distinguibili dagli errori verticali, e

minimizzare pertanto la presenza di errori che avrebbe portato a una riduzione della qualità del bilancio.

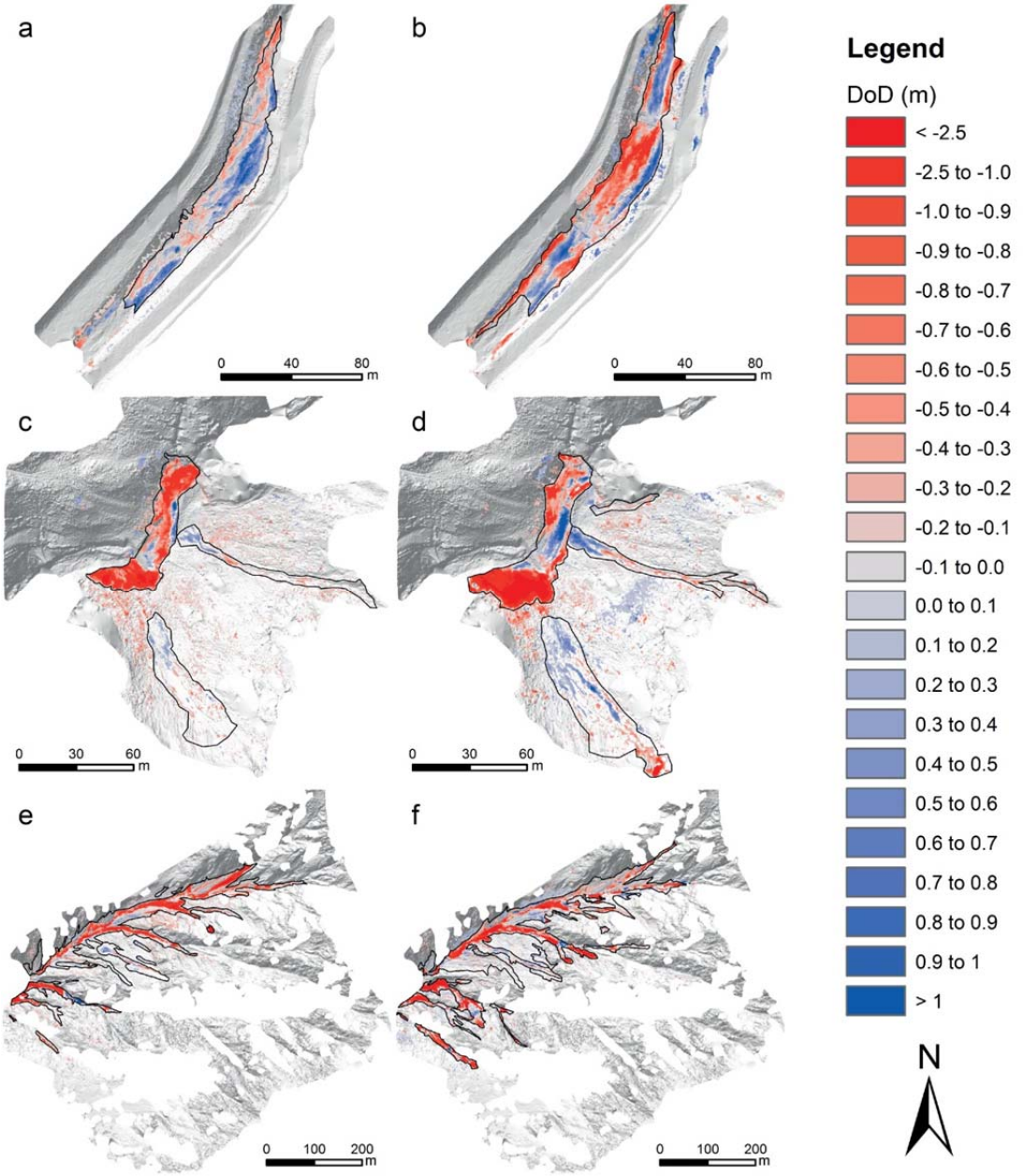


Figura 5.2.7 – DoD calcolati per l'Area A (a, b), l'Area B (c, d), l'Area E (e, f) alla risoluzione di 0.2 m. I DoD riportati a sinistra fanno riferimento a $DEM_{(S2)} - DEM_{(S1)}$ mentre quelli a destra fanno riferimento a $DEM_{(S3)} - DEM_{(S2)}$. I DoD riportati sono calcolati con il metodo dell'integrazione del FIS con il filtro di coerenza spaziale. Le aree delimitate in nero riguardano le zone in cui i cambiamenti morfologici sono chiaramente riscontrabili dall'osservazione dei DoD, per le quali è stato calcolato il bilancio dei volumi di erosione e deposizione.

È importante tenere presente che le variazioni calcolate dai DoD relativi al confronto S3-S2 riguardano le differenze tra la morfologia superficiale di ottobre 2011 e quella di ottobre 2012. Ciò che ne consegue è che i risultati del DoD sottostimano gli effetti causati dalle colate

detritiche, in quanto nell'analisi non viene considerato il materiale che si è accumulato nell'alveo, in particolare durante i mesi primaverili ed estivi in cui il tasso di ricarica è maggiore (Theule et al., 2012). Nonostante le aree siano state monitorate a cadenza quasi mensile (v. Par. 5.1) e non siano stati osservati fenomeni macroscopici di ricarica dell'alveo, il lento e costante fenomeno di ricarica dell'alveo da parte di materiale detritico soprattutto di piccole dimensioni non è facilmente individuabile e quantificabile attraverso semplici rilievi fotografici. Da un punto di vista ideale, l'aver eseguito un rilievo TLS pochi giorni prima degli eventi di settembre 2012 avrebbe permesso di quantificare e qualificare sia i fenomeni di ricarica dell'alveo, sia le variazioni dovute esclusivamente al passaggio delle colate detritiche.

Dall'osservazione dei DoD di Figura 5.2.7 si possono fare le seguenti osservazioni:

- **Area A**: l'evento del 2011 ha comportato variazioni di erosione e deposizione modeste, con una prevalenza di processi deposizionali nell'alveo in sinistra idrografica; gli argini non sono stati interessati in maniera significativa. Per gli eventi del 2012, si osservano invece variazioni più consistenti, in particolare per quello che riguarda l'erosione al piede dell'argine destro per buona parte del tratto monitorato.
- **Area B**: entrambi i DoD evidenziano l'erosione del tratto di alveo principale e l'erosione al piede del ripido (quindi non facilmente apprezzabile nei DoD di Fig. 5.2.7) versante destro. In seguito agli eventi del 2012 tale erosione è stata contraddistinta dall'asportazione dei massi di scogliera posizionati a protezione della sponda. Al di sopra della parte più a valle del canale, una frana con un fronte di circa 40 m ha eroso il versante in sinistra idrografica, manifestando un arretramento e un'espansione del coronamento dal 2011 al 2012. Possono infine venire osservate diverse incisioni minori sul versante sinistro, alcune delle quali connesse con il canale principale.
- **Area E**: a causa dell'estensione dell'area, combinata ad una morfologia complessa caratterizzata dalla presenza di numerosi canali secondari e dal conseguente effetto di schermatura dei relativi versanti, non è stato possibile cogliere tutti i cambiamenti morfologici che hanno interessato quella che è la principale sorgente di sedimento del bacino. Focalizzandosi sul canale principale e sui principali canali laterali, il *pattern* dei cambiamenti è simile tra i due DoD, tuttavia la magnitudine delle variazioni è maggiore per il DoD E32 (Area E, DoD = $DEM_{(S3)} - DEM_{(S2)}$). Molti cambiamenti morfologici a piccola scala sono identificabili nei DoD, tuttavia alla scala di Figura 5.2.7 non sono facilmente o addirittura per nulla osservabili.

Per poter apprezzare gli effetti sui DoD dell'alta risoluzione a cui sono stati condotti i rilievi, in Figura 5.2.8 si riportano alcuni fenomeni erosivo/deposizionali di piccola entità, non osservabili alla scala dei DoD di Figura 5.2.7. Per una loro descrizione si rimanda alle note riportate nella didascalia.

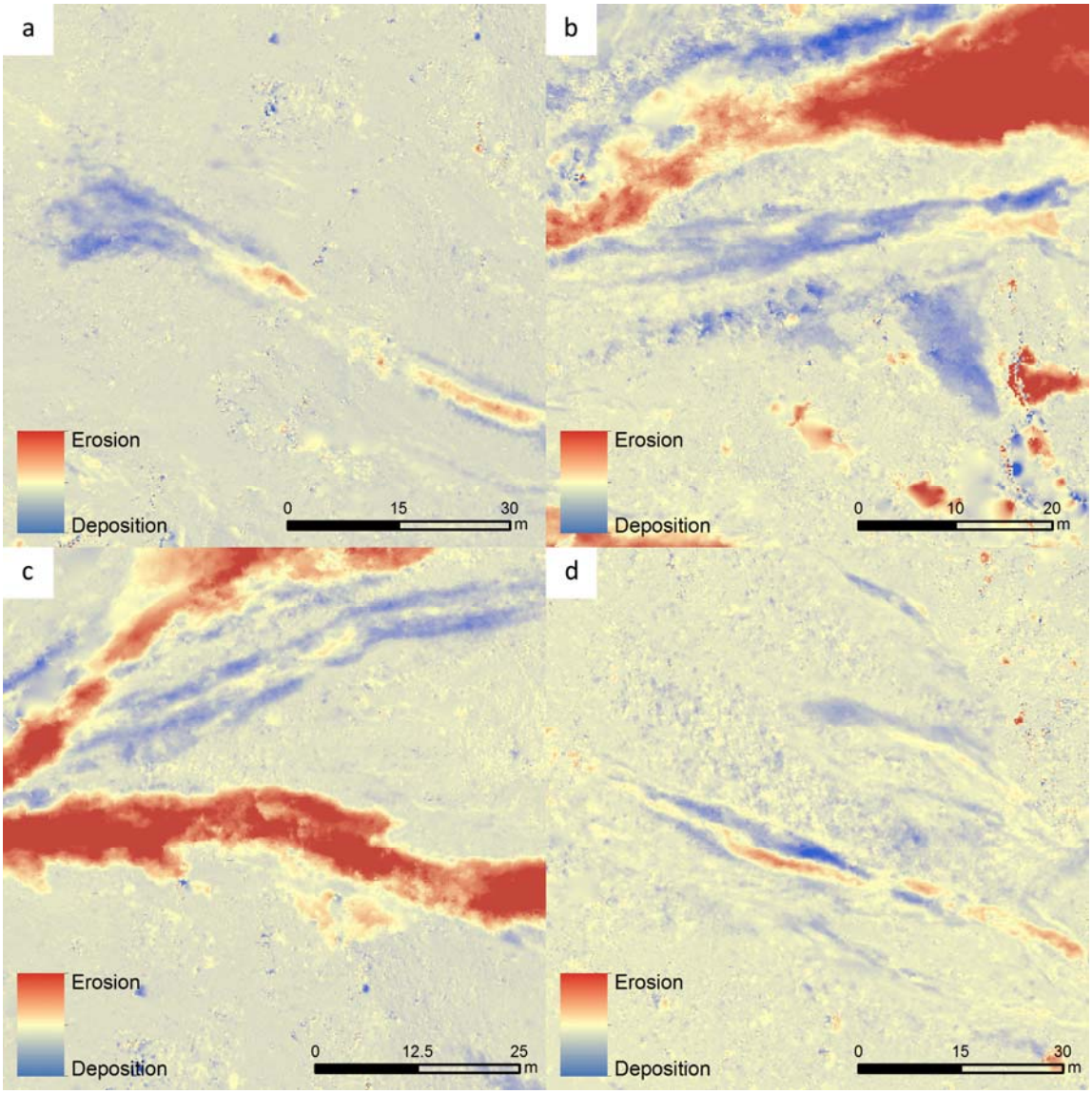


Figura 5.2.8 – Alcuni dettagli dei DoD realizzati. Le immagini, relative ai DoD calcolati secondo il metodo a differenza grezza, rappresentano alcune variazioni non apprezzabili alla scala globale della Figura 5.2.7.

I bilanci areali e volumetrici dei DoD sono riassunti nella Tabella 5.2.2 per i diversi tipi di analisi dell'incertezza verticale (metodo a differenza grezza, FIS all'intervallo di confidenza del 95%, integrazione del FIS con analisi della coerenza spaziale all'intervallo di confidenza del 95%).

Ad eccezione del DoD A21, il quale mostra un bilancio netto positivo (a modesta prevalenza di fenomeni deposizionali), tutti i DoD sono caratterizzati dalla prevalenza di fenomeni erosivi. Per tutti i DoD calcolati in seguito agli eventi del 2012, i volumi erosi sono maggiori rispetto a quelli del 2011.

Tabella 5.2.2 – Risultati del bilancio areale e volumetrico dei DoD per le diverse metodologie di valutazione dell'incertezza verticale. Il codice del DoD riportato indica, nell'ordine: area, DEM più recente, DEM meno recente (es. A21: area A, DoD = $DEM_{(S2)}$ – $DEM_{(S1)}$).

DoD	Area (m^2)		Volume (m^3)		
	Erosione	Deposizione	Erosione	Deposizione	Bilancio
Nessuna analisi dell'incertezza verticale (metodo a differenza grezza)					
A21	1399	1330	269	462	+193
A32	2003	1191	1107	480	-627
B21	2256	789	1119	108	-1011
B32	2915	1490	2271	374	-1897
E21	22121	7881	14236	1029	-13207
E32	28697	11152	21004	2033	-18971
FIS (intervallo di confidenza: 95%)					
A21	883	986	235 (±44)	442 (±47)	+207 (±64)
A32	1609	890	1060 (±122)	451 (±80)	-609 (±146)
B21	1217	314	1051 (±70)	87 (±14)	-964 (±72)
B32	1557	830	2106 (±127)	329 (±44)	-1777 (±140)
E21	11914	2025	13148 (±1406)	738 (±131)	-12410 (±1425)
E32	19741	5724	20383 (±2499)	1755 (±460)	-18628 (±2547)
Integrazione del FIS con analisi della coerenza spaziale (intervallo di confidenza: 95%)					
A21	949	967	244 (±51)	441 (±49)	+198 (±71)
A32	1703	914	1083 (±139)	458 (±87)	-625 (±164)
B21	1290	273	1060 (±83)	80 (±12)	-980 (±84)
B32	1792	817	2162 (±188)	324 (±44)	-1838 (±194)
E21	14449	2221	13723 (±1957)	760 (±170)	-12963 (±1983)
E32	18594	4253	20206 (±2555)	1553 (±378)	-18654 (±2587)

I risultati che seguono, approssimati per facilitarne l'interpretazione, sintetizzano quanto riportato in Tabella 5.2.2.

L'Area A presenta stime di volumi erosi pari a 240 (±50) e 1070 (±130) m^3 rispettivamente per gli eventi del 2011 e per quelli del 2012, mentre i volumi di deposizione si assestano intorno ai 450 m^3 per entrambi gli eventi, con errori di ±50 e ±80 m^3. Poiché il tratto di alveo monitorato è stato interessato negli anni recenti da lavori di sistemazione e consolidamento degli argini, l'Area A può venire considerata come area "di transizione", priva di sorgenti di sedimento vere e proprie; i risultati dei bilanci vanno pertanto considerati tenendo conto di questa caratteristica. Ciononostante, l'intensità degli eventi del 2012 ha

portato all'erosione al piede di un'estesa porzione dell'argine destro, pertanto i cambiamenti morfologici non hanno riguardato solamente l'erosione o il sovralluvionamento dell'alveo che ci si poteva attendere in un'area di transizione.

Per l'Area B, i volumi di materiale eroso calcolati ammontano a circa 1050 (±80) e 2130 (±160) m^3 per gli eventi del 2011 e del 2012. Il materiale depositato è stato stimato essere circa 80 (±10) e 320 (±40) m^3 per i due eventi.

L'Area E, infine, presenta per gli eventi del 2011 e del 2012 stime pari ad approssimativamente 13400 (±1700) e 20300 (±2500) m^3 per quello che riguarda l'erosione, e di 750 (±150) and 1650 (±420) m^3 per quello che interessa la deposizione.

I risultati riportati in Tabella 5.2.2, oltre quantificare dai punti di vista areale e volumetrico le variazioni conseguenti alle colate detritiche, possono permettere di comprendere meglio le implicazioni relative all'applicazione dei diversi metodi di valutazione dell'incertezza verticale.

Rispetto alla semplice differenza grezza tra DEM, l'applicazione di un metodo che consideri l'incertezza verticale comporta una perdita d'informazione, poiché il valore di un insieme di celle del DoD viene ridotto o addirittura azzerato. Quello che migliora, tuttavia, è la plausibilità geomorfologica dei cambiamenti monitorati (Wheaton et al., 2010).

Se confrontata con la semplice applicazione del metodo FIS, l'integrazione con l'analisi della coerenza spaziale (relativamente ai parametri e alle condizioni del presente studio) tende a comportare un aumento dell'area considerata nei cambiamenti geomorfologici, aspetto che implica un aumento dei volumi calcolati e dei rispettivi errori. Questi risultati possono essere osservati soprattutto per le aree A e B, mentre non si riscontrano per il DoD E32 dell'Area E.

L'integrazione del FIS con l'analisi della coerenza spaziale può permettere di recuperare l'informazione dei DoD che verrebbe persa principalmente per quello che riguarda i margini delle unità erosionali/deposizionali. Se i parametri sono impostati correttamente, soprattutto in relazione alla risoluzione dei DEM, si può osservare il recupero dell'informazione relativa a variazioni superficiali non profonde (Fig. 5.2.9b-c), permettendo così la rappresentazione di alcune variazioni prossime allo zero, come riportato in Wheaton et al. (2010). Comportando la rimozione di variazioni isolate, inoltre, l'applicazione del filtro di coerenza spaziale tende a rendere più netti i margini dei *pattern* di variazione (Fig. 5.2.9e-f).

L'inconsistenza osservata nel DoD E32, in cui il bilancio areale del metodo che applica il filtro di coerenza è minore di quello del FIS, può essere spiegata nell'effetto di rimozione di numerose variazioni isolate. La loro presenza può probabilmente venire messa in relazione con gli intensi eventi meteorici che hanno interessato l'area, e che hanno portato a una

movimentazione di detrito anche in termini di piccoli crolli e alla conseguente deposizione di materiale al di fuori delle unità coerenti di erosione/deposizione (Fig. 5.2.9e-f). L'applicazione del filtro di coerenza spaziale, infatti, assegna alle aree prive di un *pattern* di variazione strutturato una minore probabilità che i cambiamenti siano reali, escludendoli quindi poiché considerati errori.

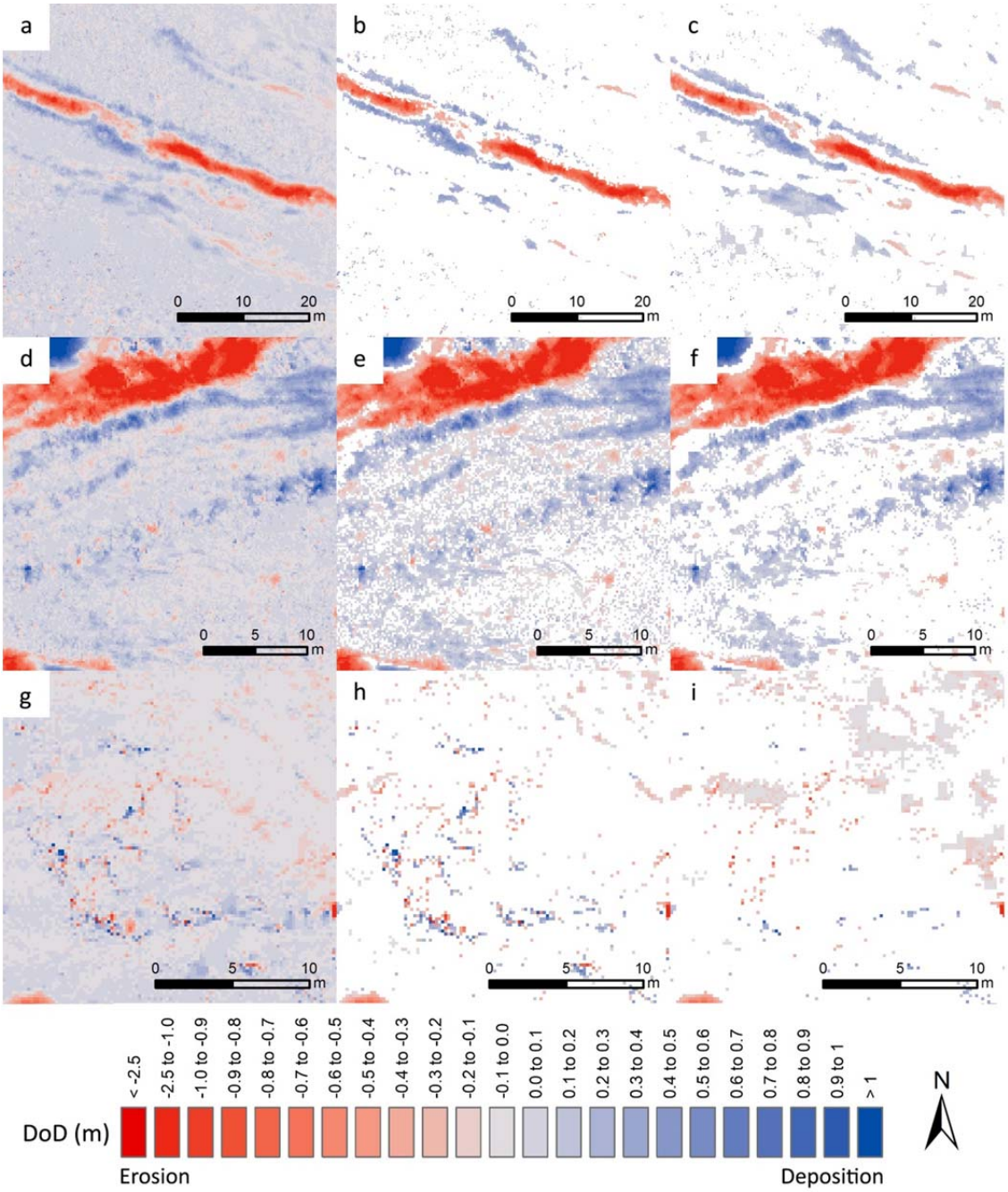


Figura 5.2.9 – Confronto tra dettagli dei DoD calcolati con il metodo a differenza grezza (a sinistra), FIS all'intervallo di confidenza del 95% (centrale), integrazione del FIS con analisi della coerenza spaziale all'intervallo di confidenza del 95% (a destra).

Come si può osservare in Figura 5.2.9h-i, le variazioni probabilmente imputabili ad errori che si possono riscontrare in corrispondenza di orli di scarpata o in aree ad elevatissima pendenza possono venire limitate dall'applicazione del filtro di coerenza spaziale, in quanto non coerenti con le celle circostanti.

Da quanto riportato in merito all'applicazione del filtro di coerenza spaziale, la corretta impostazione dei parametri in relazione alla risoluzione dei modelli e alle caratteristiche delle aree rilevate è cruciale, soprattutto per quello che concerne la perdita dell'informazione relativa ai piccoli eventi isolati erosivo/deposizionali.

In Tabella 5.2.3 sono riportati per i diversi DoD i valori relativi allo spessore medio di erosione/deposizione e del tasso di erosione unitario (apporto detritico unitario del canale – *channel debris yield rate*). Quest'ultimo indice indica il volume erodibile per unità di lunghezza del collettore ed è calcolato, nel caso dell'Area E, solamente per il tratto del canale principale e i relativi versanti e frane connesse all'alveo. I valori riportati in Tabella 5.2.3 sono ricavati dai DoD calcolati secondo il metodo che integra il FIS con l'analisi della coerenza spaziale all'intervallo di confidenza del 95%.

Tabella 5.2.3 – Spessore medio di erosione/deposizione e tasso di erosione unitario calcolati per i diversi DoD. I valori sono ricavati dai DoD calcolati secondo il metodo di integrazione del FIS con l'analisi della coerenza spaziale all'intervallo di confidenza del 95%.

DoD	Spessore medio di erosione/deposizione (m)	Tasso di erosione unitario (m^3m^{-1})
A21	+0.04 (±0.01)	+1.06 (±0.38)
A32	-0.11 (±0.03)	-3.21 (±0.84)
B21	-0.08 (±0.01)	-11.53 (±0.99)
B32	-0.14 (±0.01)	-21.62 (±2.28)
E21	-0.18 (±0.03)	-13.23 (±2.02)
E32	-0.23 (±0.03)	-12.96 (±1.80)

Questi valori, se associati alle caratteristiche morfologiche dei vari tratti di canale che compongono la rete idrografica del bacino, permettono attraverso l'impiego dei "metodi geomorfologici" (v. Par. 3.5) di stimare i volumi mobilizzabili da parte delle colate detritiche. Una sintesi dei diversi metodi e dei loro limiti di applicazione è reperibile in Marchi e D'Agostino (2004) e in Marchi (2006a).

La raccolta di dati di campo può dare un contributo alla determinazione geomorfologica dei volumi detritici mobilizzabili. Nella Figura 5.2.10 si può osservare, ai fini di un confronto, la distribuzione di frequenza degli apporti detritici per unità di lunghezza del canale relativamente ai bacini torrentizi delle Alpi italiane orientali. I dati sono completati dalle immagini di Figura

5.2.11, che rappresentano le condizioni geomorfologiche corrispondenti ai diversi valori degli apporti detritici.

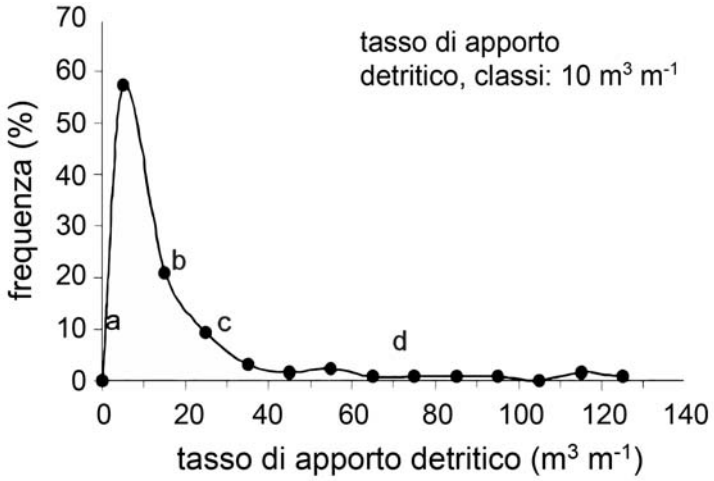


Figura 5.2.10 – Distribuzione di frequenza dell'apporto detritico per unità di lunghezza del canale in bacini dell'Italia Nord-Orientale. In Figura 5.2.11 sono riportate immagini di alvei torrentizi interessati da colate detritiche caratterizzate da diversi valori dell'apporto unitario di detrito, corrispondenti alle lettere (a, b, c, d) riportate nel grafico (da Marchi e D'Agostino, 2004).

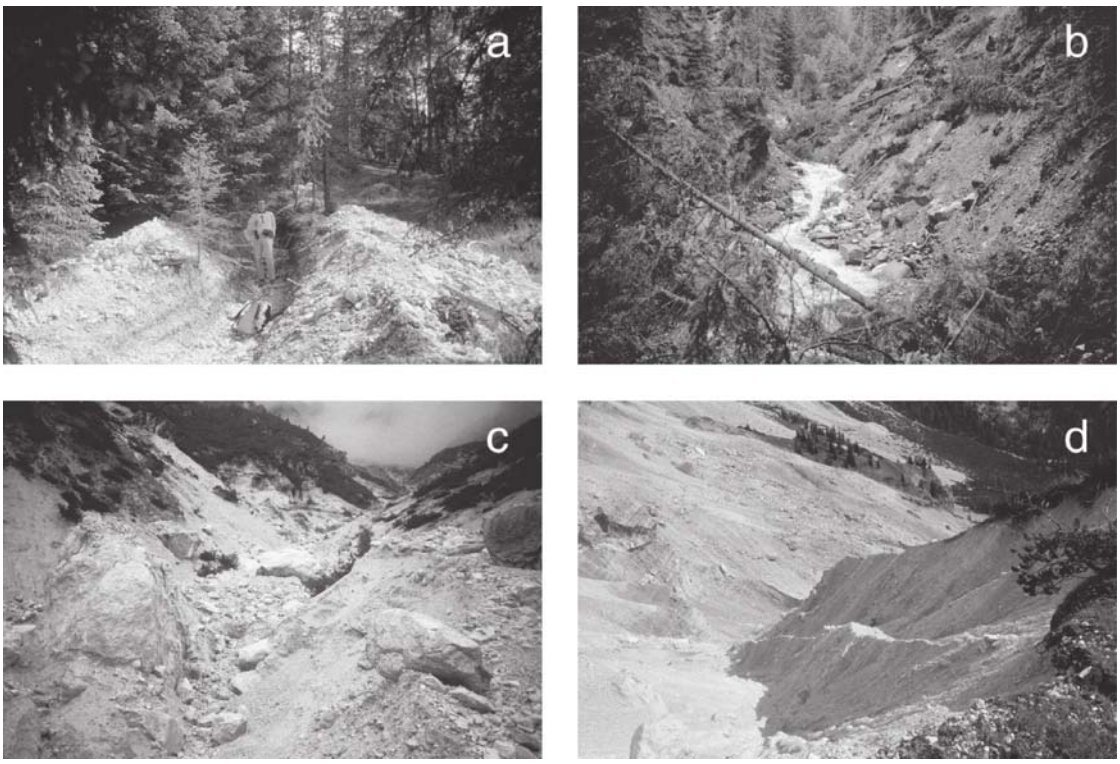


Figura 5.2.11 – Alvei torrentizi caratterizzati da diversi valori dell'apporto di detrito per unità di lunghezza del canale. Le lettere associano le immagini ai valori del grafico di Figura 5.2.10 (da Marchi e D'Agostino, 2004), allo scopo di fornire esempi di condizioni geomorfologiche corrispondenti a diversi valori del tasso di apporto detritico osservati in alcuni bacini delle Alpi Orientali. a) colata detritica di piccola entità su pendio boscato (Ospitale); b) erosione e frane superficiali riguardanti gli argini di un torrente interessato da colate detritiche (Rio Dona); c) considerevoli segni del passaggio di colate detritiche su pendii detritici dolomitici (Rovina di Cancia); d) erosione e instabilità dei pendii nell'area sorgente di sedimento di una considerevole colata detritica (Torrente Rudavoi).

Un confronto con i valori degli apporti detritici unitari proposti da vari autori per aste torrentizie di diverse caratteristiche topografiche e geomorfologiche è presentato in Figura 5.2.12, nella quale sono riportati i valori per il Moscardo ricavati dall'analisi dei DoD. Come già espresso in precedenza, i valori riportati per il Moscardo sono sottostimati nel caso dei DoD S3-S2 soprattutto per quello che riguarda l'Area E, in quanto essi non tengono in considerazione la ricarica di materiale in alveo occorsa durante i mesi primaverili ed estivi. Essi tuttavia appaiono abbastanza in linea con quanto riportato da Spearfico et al. (1999) e Hungr et al. (1984), mentre i valori proposti da Thouret et al. (1995) rappresentano il limite superiore degli apporti detritici per unità di lunghezza del canale nei bacini alpini.

Per un approfondimento dei dati di Figura 5.2.12 relativi alle varie fonti si rimanda a Marchi e D'Agostino (2004) e Marchi (2006a).

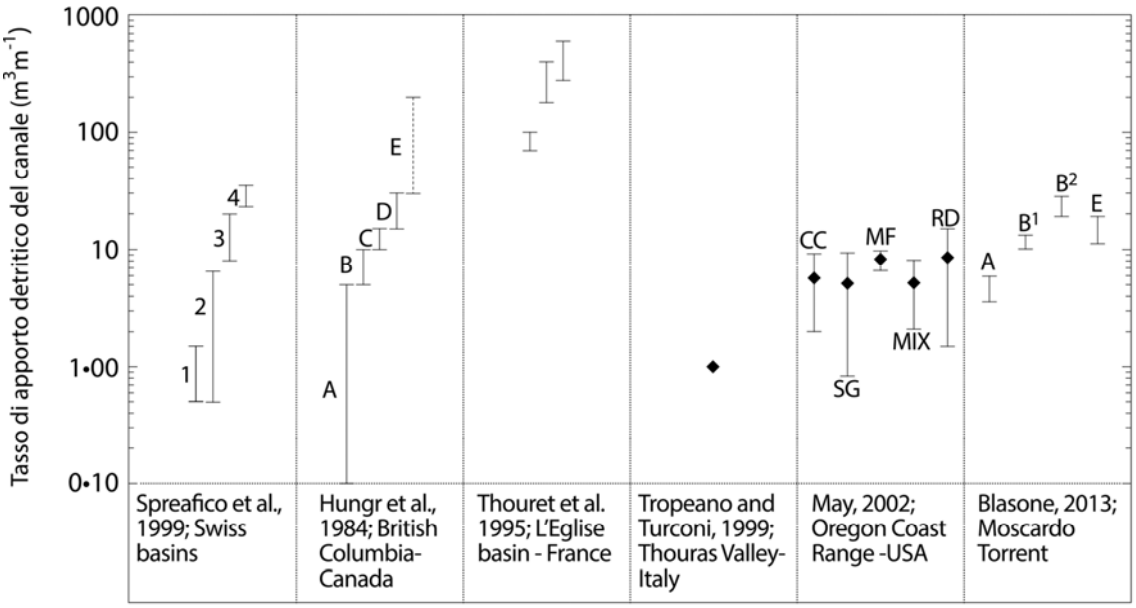


Figura 5.2.12 – Valori indicativi degli apporti detritici per unità di lunghezza del canale secondo vari autori (modificato da Marchi e D'Agostino, 2004). Spreafico et al. (1999): 1- Alveo non erodibile, altezza sponde 3-6 m, sottile copertura di suolo su roccia; 2- Larghezza alveo 5 m, parziale copertura di sedimento su roccia, altezza sponde 3-6 m, sottile copertura di suolo su roccia; 3- larghezza alveo 5 m, detrito sciolto, altezza sponde 3-6 m, materiale erodibile (detrito, morene, accumuli di frana, depositi di colata detritica); 4- larghezza alveo 10 m, detrito sciolto, altezza sponde 3-6 m, materiale erodibile (detrito, morene, accumuli di frana, depositi di colata detritica). Hungr et al. (1984): A- alveo in roccia non erodibile, sponde non erodibili; B- alveo con sottile strato di detrito o suolo sciolto su roccia, sponde in roccia non erodibili; C- alveo con copertura detritica o morena, sponde stabili di altezza 5 m; D- alveo con copertura detritica o morena, sponde in detrito di altezza 5 m in condizioni di angolo di riposo del materiale; E- alveo con copertura detritica o morena, sponde in detrito di altezza 20 m potenzialmente instabili (area in frana); Thouret et al. (1995): tre scenari di severità crescente in un bacino con forte potenziale detritico; Tropeano e Turconi (1999): piccole colate su coni detritici; May (2002): CC- taglio raso; SG- foresta di sviluppo secondario; MF- foresta matura; MIX- bosco misto; RD- strade forestali; Blasone (2013, presente studio): A- tratto di alveo canalizzato, bassa pendenza, localizzato in zona di conoide; B^1- tratto di alveo canalizzato, interessato da una profonda frana roto-traslazionale; B^2- come il precedente, i valori sono tuttavia condizionati dal distacco di una frana che ha interessato un versante; E- principale sorgente di sedimento, localizzata nella parte alta del bacino (ulteriori dettagli sono riportati nel Paragrafo 4.1.2 e in Tabella 4.2.1).

L'analisi delle variazioni morfologiche può essere condotta, oltre che sulle mappe dei DoD (utili per cogliere il *pattern* e la coerenza delle variazioni), sugli istogrammi delle distribuzioni delle variazioni in elevazione (*ECD – Elevation Change Distributions*).

Questi istogrammi (Fig. 5.2.13) rappresentano le variazioni complessive in termini di volume per i diversi intervalli di variazione verticale, e possono venire considerati discriminatori efficaci dei diversi tipi di mutamenti che hanno interessato le aree analizzate dai DoD. Non sono stati calcolati gli ECD relativi alle variazioni areali, poiché poco efficaci nel discriminare le variazioni, come spiegato in dettaglio in Wheaton et al. (2010). Gli ECD volumetrici, essendo calcolati a partire dagli ECD areali moltiplicati per la variazione dell'elevazione, amplificano le variazioni all'aumentare della distanza dallo zero (assenza di variazione positiva o negativa) sull'asse delle ascisse.

Per l'Area A si possono osservare per i DoD A21 e A32 ECD relativamente semplici e tra loro simili, in cui per ciascun DoD sono chiaramente distinguibili distribuzioni caratterizzate da due picchi separati di erosione e deposizione.

Le distribuzioni relative all'Area B appaiono invece più complesse, soprattutto per quello che riguarda il DoD B32, nel quale si possono identificare più picchi. Queste particolari *firme geomorfologiche* si possono interpretare con la varietà di fenomeni che hanno interessato l'area, come spiegato in precedenza.

Gli ECD dell'Area E evidenziano la netta prevalenza dei processi erosivi, in particolare per quello che riguarda il DoD E32. Oltre a volumi erosi nel complesso maggiori rispetto a quelli del DoD E21, si può osservare l'elevata presenza di processi erosivi di modesta entità.

L'applicazione del metodo FIS (Figura 5.2.13 – colonna di mezzo) ha permesso il recupero dell'informazione relativa alle variazioni di minima entità, che sarebbe stata persa nel caso fosse stato applicato un valore soglia $_{min}LoD$ uniforme per ciascun'area. Questo aspetto rappresenta un miglioramento notevole in termini di plausibilità geomorfologica dell'analisi (Wheaton et al., 2010). Da un confronto con la colonna di sinistra di Figura 5.2.13, relativa al calcolo grezzo dei DoD, si può osservare tuttavia la perdita di una parte di informazione per quello che riguarda i valori prossimi allo zero nell'asse delle ascisse, conseguenza inevitabile dell'applicazione di una soglia (anche se spazialmente variabile) per la valutazione dell'incertezza verticale. L'integrazione del FIS con l'analisi di coerenza spaziale (Figura 5.2.13 – colonna di destra) non mostra evidenti differenze con la semplice applicazione del FIS; probabilmente ciò è imputabile all'impostazione conservativa e "non aggressiva" dei parametri di filtraggio. Ad ogni modo, un recupero dell'informazione a vantaggio delle unità coerenti è

garantito, più considerevole dal punto di vista spaziale (osservabile dalle mappe dei DoD) che da quello volumetrico apprezzabile dagli ECD.

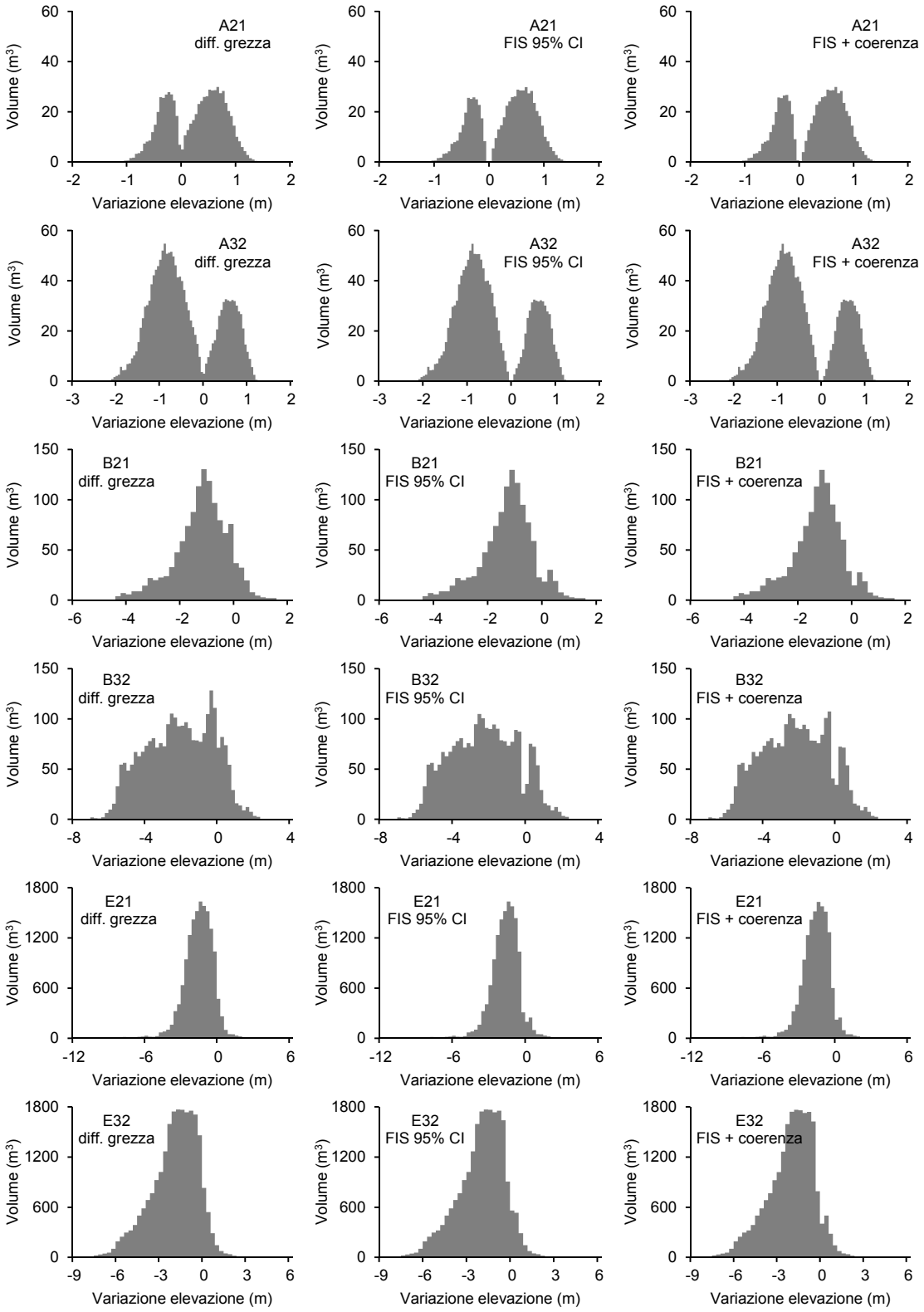


Figura 5.2.13 – Istogrammi delle distribuzioni delle variazioni in elevazione (ECD – Elevation Change Distributions) relativi ai DoD calcolati con il metodo a differenza grezza (a sinistra), FIS all'intervallo di confidenza del 95% (centrale), integrazione del FIS con analisi della coerenza spaziale all'intervallo di confidenza del 95% (a destra).

Una considerazione finale sulle analisi delle variazioni effettuate mediante il calcolo e l'analisi dei DoD riguarda alcune possibili problematiche che possono insorgere in fase di processamento dei dati.

La rimozione degli errori "grossolani" (v. Par. 4.2.2) è un aspetto fondamentale, che può influire pesantemente sulla qualità dei DoD. Idealmente la loro individuazione dovrebbe avvenire preliminarmente al calcolo dei DEM, tuttavia solamente l'analisi dei DoD ottenuti può permettere di cogliere alcune inconsistenze conseguenti alla presenza di errori, non facilmente distinguibili dai singoli DEM o dalle nuvole di punti. Attraverso i DoD, alcuni tipi di errori dovuti a gruppi di punti anomali possono venire riconosciuti dalla presenza di variazioni anomale, la cui entità è generalmente contenuta in termini di estensione.

In aree ad elevatissima pendenza, l'interpolazione dei DEM in formato raster può comportare errori di notevole entità che si propagano nei DoD. Questo si può osservare soprattutto in corrispondenza di elementi verticali, come ad esempio briglie, dove si possono riscontrare errori dell'ordine dell'altezza dell'elemento stesso. L'esclusione di questi elementi dai DoD può rappresentare un sistema di gestione degli errori più rapido ed efficace della correzione manuale delle singole celle dei DEM, ammesso che sia acclarato che essi non siano stati interessati da variazioni morfologiche.

La rimozione della vegetazione secondo i metodi descritti nel Paragrafo 4.2.2 è un processo che inevitabilmente richiede una certa componente di soggettività sia nella scelta dei parametri per il filtraggio automatico, sia nel processo di rimozione manuale, soprattutto in aree che presentano un'elevata scabrezza del terreno. Idealmente "l'intensità" della rimozione dovrebbe restare inalterata per tutte le nuvole di punti relative alle diverse scansioni effettuate nel tempo. In Figura 5.2.14 si possono osservare le conseguenze di una rimozione della vegetazione non coerente nel tempo. Il riferimento è al DoD B32; sulla sponda in destra idrografica la rimozione della vegetazione (vegetazione erbacea densa, altezza pari a circa mezzo metro) è stata fatta in maniera più "aggressiva" nella nuvola di punti da cui è stato calcolato il DEM relativo a S3 rispetto a quello S2, come si può osservare dai tematismi dell'indice Vegetation Noise riportati.

Infine, la scelta di registrare ciascuna nuvola di punti su quella relativa alla campagna precedente anziché procedere a nuovi rilievi GPS indipendenti, se da un lato può portare come vantaggio ad una maggiore precisione relativa nel rilevamento dei cambiamenti morfologici garantendo la miglior consistenza possibile tra rilievi successivi, dall'altro può presentare lo svantaggio di una minore accuratezza assoluta dell'*n*-esimo rilievo. Questa problematica, descritta più in dettaglio nel Paragrafo 4.2.2, potrebbe emergere nel momento in cui si cercasse

di integrare o confrontare i dati dell'*n*-esimo rilievo TLS con quelli di un nuovo rilievo ALS; si renderebbe necessario un nuovo processo di registrazione tra i diversi *dataset*, nel quale la scelta del rilievo da utilizzare come riferimento fisso potrebbe risultare per nulla scontata.

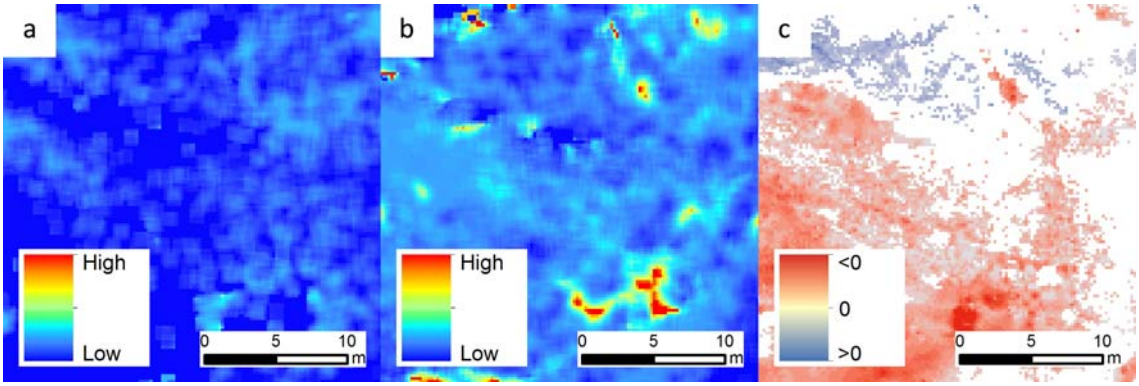


Figura 5.2.14 – Errori derivanti da una diversa "intensità" di rimozione delle vegetazione in un'area caratterizzata da terreno accidentato (parte del versante in destra orografica dell'Area B). Sono riportati: a) l'indice Vegetation Noise per il rilievo S2; b) lo stesso indice per il rilievo S3; c) il relativo DoD S3-S2. I valori più elevati dell'indice riferito a S3 rispetto a quello riferito a S2 corrispondono a un filtraggio più "intenso" effettuato per S3.

5.2.3. Confronto con le stime dei volumi dagli idrogrammi delle colate detritiche

Il confronto tra le stime volumetriche ottenute dall'analisi degli idrogrammi delle colate detritiche (v. Tab. 5.1.3) e quelle ottenute dall'analisi dei DoD (v. Tab. 5.2.2) evidenziano apparenti inconsistenze per quello che riguarda la magnitudine degli eventi.

Per l'evento del 2011, i volumi stimati dalle analisi idrometrografiche (4700 m^3) risultano nettamente inferiori al bilancio netto delle sole aree monitorate (complessivi 14025 m^3 di materiale eroso, calcolati dalle analisi dei DoD grezzi). Innanzitutto va tenuta in considerazione la registrazione incompleta dell'idrogramma a causa del malfunzionamento del sensore a ultrasuoni di valle, aspetto che ha comportato una sottostima dei volumi. I rilievi condotti sulle aree non monitorate da TLS (v. Par. 4.1.2) hanno evidenziato la deposizione di un consistente volume di detrito nel tratto di alveo dell'Area F a monte della briglia di trattenuta del materiale di colata, caratterizzato da una lunghezza di circa 130 m per una larghezza media di 30 m.

Il risultato opposto è stato invece riscontrato per il confronto relativo agli eventi del 2012, in cui le stime volumetriche condotte sui dati registrati dagli idrogrammi (valore complessivo degli eventi del 24 e del 27/09/2012 compreso tra 126000 e 167000 m^3) risultano essere di quasi un ordine di grandezza superiori a quelle relative alle analisi dei DoD per le aree

monitorate (complessivi 21495 m^3 di materiale eroso, calcolati dalle analisi dei DoD grezzi). Le ragioni di questa discrepanza possono essere ricercate nella combinazione di diversi fattori, quali la (relativamente) scarsa ricarica di sedimento osservata nel corso del 2012 nella principale sorgente di sedimento, la mobilizzazione di materiale in precedenza depositatosi nelle aree a monte del tratto monitorato dai sensori ultrasuoni (in particolare l'Area F), l'erosione documentata dai rilievi fotografici nelle aree non coperte dai rilievi TLS. È inoltre fondamentale tenere presente che i volumi stimati dall'analisi degli idrogrammi fanno riferimento alla colata detritica costituita dalle fasi solida, liquida e gassosa, mentre le analisi DoD fanno riferimento alle differenze morfologiche basate sul confronto di superfici solide.

Provando ad applicare il tasso di erosione unitario di 12.96 (± 1.80) m^3 m^{-1} riportato per il DoD E32 in Tabella 5.2.3 al tratto di alveo non monitorato a monte dell'Area B e al tratto di canale non coperto dai rilievi TLS nella principale sorgente di sedimento, si ottiene una stima grossolana di ulteriori 19440 (± 2700) m^3 di materiale eroso, considerata una lunghezza complessiva di 1500 m.

Queste discrepanze evidenziano i limiti delle analisi DoD a scala di bacino basate su rilievi TLS in aree morfologicamente complesse come quella del bacino del Torrente Moscardo. In queste condizioni, infatti, sebbene sia possibile realizzare rilievi ad altissimo dettaglio e precisione su diverse porzioni di territorio di estensione limitata, non risulta possibile monitorare da terra l'intero canale e l'interezza delle aree sorgenti di sedimento. La ricerca della corrispondenza tra il volume di colata fluito in corrispondenza del tratto di alveo monitorato dai sensori a ultrasuoni e il bilancio volumetrico ricavato dalle analisi dei DoD può rivelarsi fuorviante quando le aree monitorate dal TLS rappresentano solamente una parte dell'insieme di versanti e tratti di canale coinvolti nei processi idroerosivi.

5.3 Elaborazioni fotogrammetriche

Nel paragrafo che segue vengono riportati i risultati relativi all'analisi dell'accuratezza dei DEM fotogrammetrici. Essi comprendono le principali analisi statistiche relative sia a distribuzioni normali degli errori che non, basate queste ultime sui criteri dei *metodi statici robusti* (Höhle e Höhle, 2009).

Viene inoltre analizzata la correlazione di diversi indicatori di incertezza verticale con l'accuratezza stessa dei DEM.

5.3.1 Accuratezza delle elaborazioni

I risultati dell'analisi di accuratezza condotta sui DEM fotogrammetrici sono sintetizzate in Figura 5.3.1 (istogrammi delle distribuzioni degli errori), in Figura 5.3.2 (Q-Q plots) e in Tabella 5.3.1 (statistiche riassuntive).

Nelle Figure 5.3.3 e 5.3.4 si riportano, rispettivamente per le aree B ed E, i DEM fotogrammetrici e i DoD calcolati rispetto ai rispettivi DEM TLS.

Nell'Appendice B sono riportati, per le due aree, i tematismi relativi a densità di punti fotogrammetrici, densità di punti TLS, pendenza, altezza della vegetazione, Vegetation Noise e scabrezza (questi ultimi due calcolati su finestre mobili di 3x3 e 5x5 celle).

Come nel caso delle analisi di accuratezza delle elaborazioni TLS (v. Par. 5.2.1), la deviazione dalla normalità della distribuzione degli errori è maggiormente apprezzabile dai Q-Q plots rispetto che dagli istogrammi.

Dalle statistiche riportate in Tabella 5.3.1 si può osservare un'accuratezza inferiore per il DEM relativo all'Area E. La ragione di tale risultato può essere ricondotta a diversi fattori: oltre al grado di complessità maggiore della morfologia relativa all'Area E, l'estensione del rilievo appare maggiore (50000 m^2 rispetto agli 8200 m^2 dell'Area B), così come le distanze tra le superfici rilevate e i punti di presa. Mentre per l'Area B le distanze raramente risultano superiori ai 100 m, per l'Area E una considerevole estensione ricade a distanze comprese tra i 150 e i 200 m. Considerata la risoluzione della camera, il valore medio di abbracciamento di un pixel (quantità della realtà ripresa dallo scatto) è inevitabilmente inferiore per l'Area E.

L'individuazione dei punti di appoggio necessari alle procedure di orientamento è risultata inoltre più difficoltosa per l'Area E. La difficoltà nell'individuare con precisione i dettagli naturali da utilizzare si è probabilmente riflessa nell'errore medio di posizionamento, sensibilmente maggiore rispetto a quello dell'Area B (0.188 m rispetto a 0.054 m).

Tali errori possono aver comportato imprecisioni nella ricostruzione fotogrammetrica 3D, apprezzabili sia dal discostamento dallo zero del valore della media degli errori, sia dal DoD riportato in Figura 5.3.4b. In esso si può infatti osservare per la parte centrale quello che appare essere un errore di tipo sistematico su un'estensione in cui la presenza di vegetazione è praticamente nulla.

Nel loro complesso, i DEM presentano valori di RMSE pari a 0.360 e 0.632 m per le aree B ed E. I valori dell'indice NMAD, corrispondente alla deviazione standard in assenza di *outlier*, sono pari a 0.160 e 0.255 m.

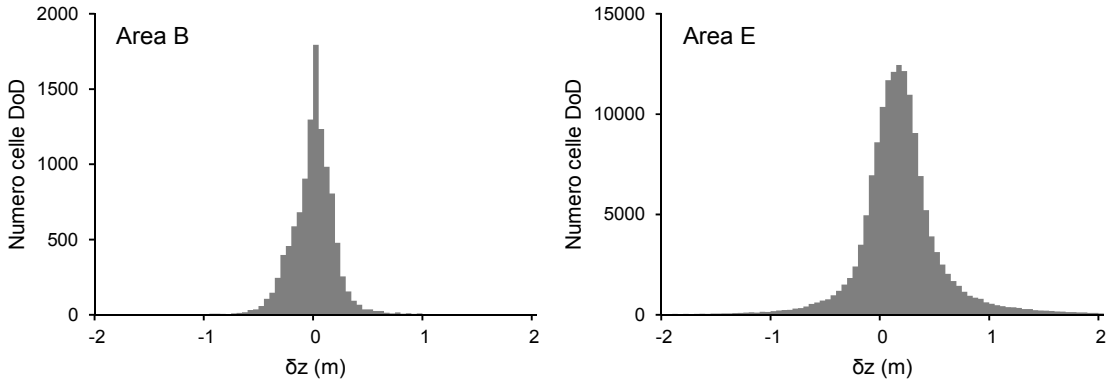


Figura 5.3.1 – Istogrammi della distribuzione degli errori (δz) tra i DEM fotogrammetrici e i rispettivi DEM TLS.

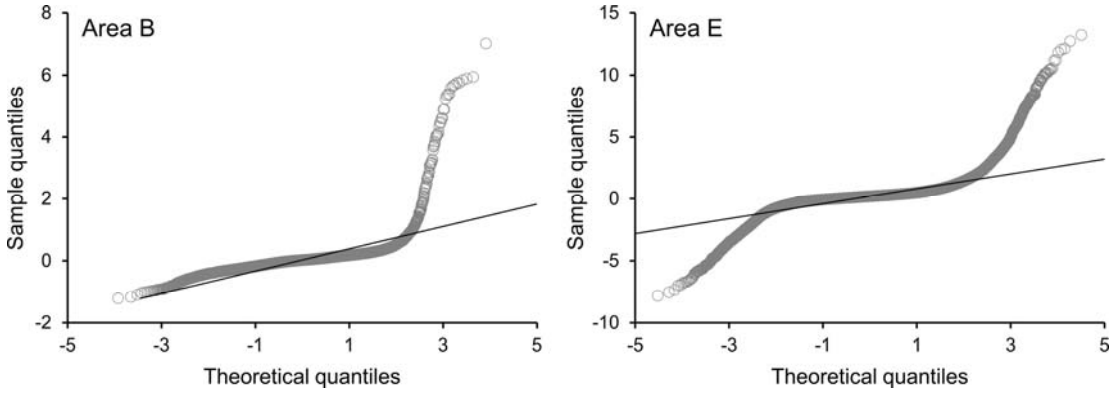


Figura 5.3.2 – Q-Q plots relativi alle distribuzioni delle differenze (δz) tra i DEM fotogrammetrici e i rispettivi DEM TLS.

Tabella 5.3.1 – Analisi dell'accuratezza dei DEM fotogrammetrici per le Aree B ed E, basata sul confronto con i rispettivi DEM TLS.

Area	B	E
Analisi dell'accuratezza dei DEM assumendo un tipo di distribuzione normale degli errori		
media(m)	0.026	0.195
deviazione standard (m)	0.359	0.601
RMSE (m)	0.360	0.632
min (m)	-1.215	-7.822
max (m)	7.010	13.210
numero di punti usati	11208	155847
soglia per gli *outlier* (m)	1.081	1.897
numero di *outlier*	101	2937
percentuale di *outlier* (%)	0.90	1.88
media dopo rimozione *outlier* (m)	0.002	0.180
deviazione standard dopo rimozione *outlier* (m)	0.203	0.386
Analisi dell'accuratezza dei DEM mediante metodi statistici "robusti"		
mediana (m)	0.017	0.169
NMAD (m)	0.160	0.255
$Q_{\lvert\delta z\rvert}(0.683)$ (m)	0.176	0.339
$Q_{\lvert\delta z\rvert}(0.95)$ (m)	0.431	1.112

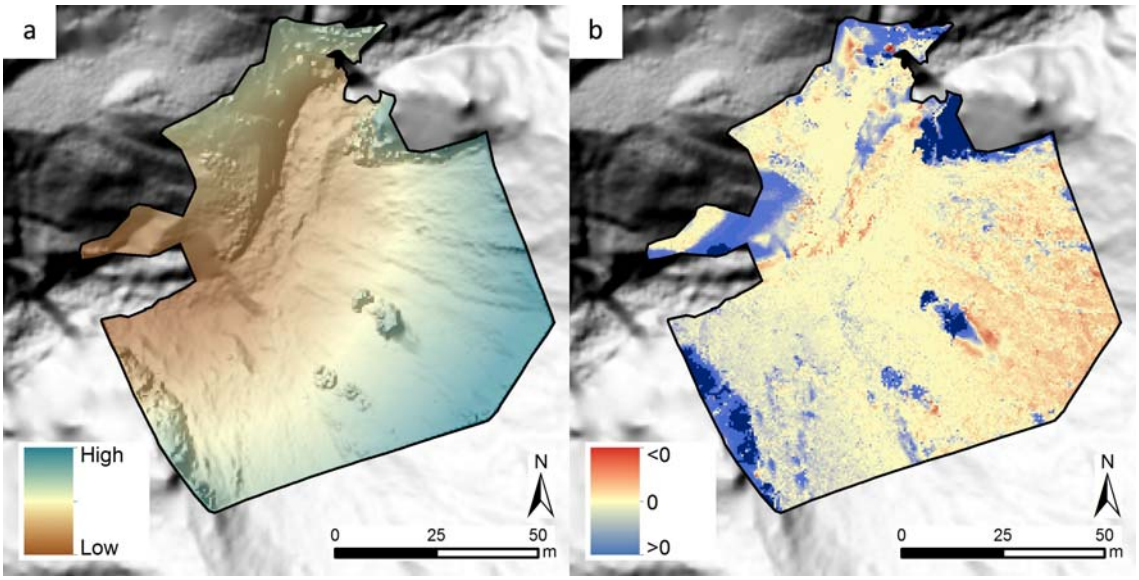


Figura 5.3.3 – a) DEM fotogrammetrico alla risoluzione di 0.5 m; b) DoD calcolato rispetto al rispettivo DEM TLS per l'Area B.

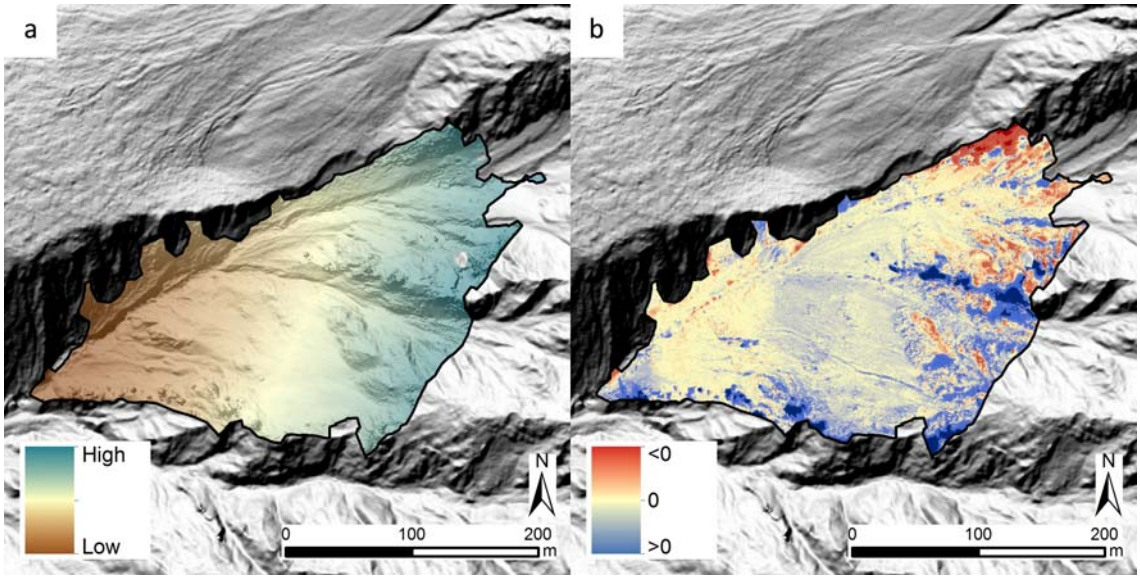


Figura 5.3.4 – a) DEM fotogrammetrico alla risoluzione di 0.5 m; b) DoD calcolato rispetto al rispettivo DEM TLS per l'Area E.

La correlazione con l'errore verticale dei tematismi riportati nell'Appendice B è sintetizzata nei grafici delle Figure 5.3.5 e 5.3.6. In ciascun grafico la media dei valori assoluti dell'errore verticale (corrispondente al valore del DoD) è riportato come variabile dipendente rispetto a ciascun *ventile* (quantile di ordine *m*/20 – divide la popolazione in 20 parti uguali) dell'indice considerato. Ad eccezione degli indicatori basati sull'informazione della vegetazione, le analisi sono state condotte sia su tutte le celle dei DoD, sia solamente su quelle prive di vegetazione. Tutti gli indicatori, al di fuori della densità di punti fotogrammetrica, sono stati calcolati a partire dai dati TLS.

Nelle Tabelle 5.3.2 e 5.3.3 sono riportate le matrici di correlazione tra i vari indici e i DoD. L'indice di correlazione vale 0 se le variabili considerate sono indipendenti e non correlate, mentre può assumere valori limite di +1 o -1 nei casi di correlazione lineare positiva o negativa.

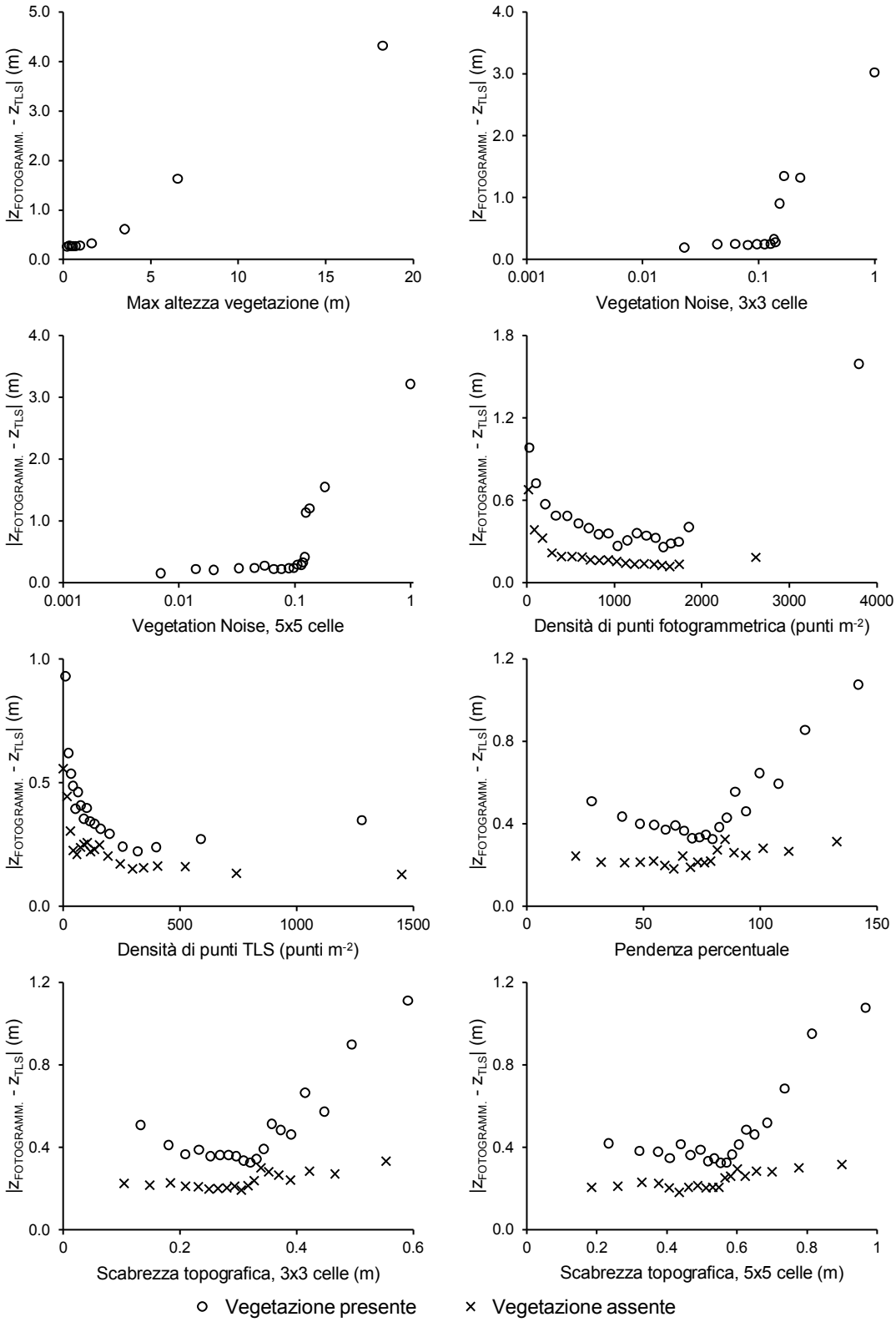


Figura 5.3.5 – Correlazione di diversi indicatori di incertezza verticale (altezza massima della vegetazione, Vegetation Noise calcolato su finestre di 3x3 e 5x5 celle, densità di punti fotogrammetrica, densità di punti TLS, pendenza percentuale, scabrezza calcolata su finestre di 3x3 e 5x5 celle) con il corrispondente errore verticale per l'Area B. In ciascun grafico la media dei valori assoluti dell'errore verticale (corrispondente al valore del DoD) è riportato come variabile dipendente rispetto a ciascun ventile dell'indice considerato. Sono riportati i risultati relativi a tutte le celle del DoD (cerchi) e alle sole celle in cui la vegetazione è assente (croci).

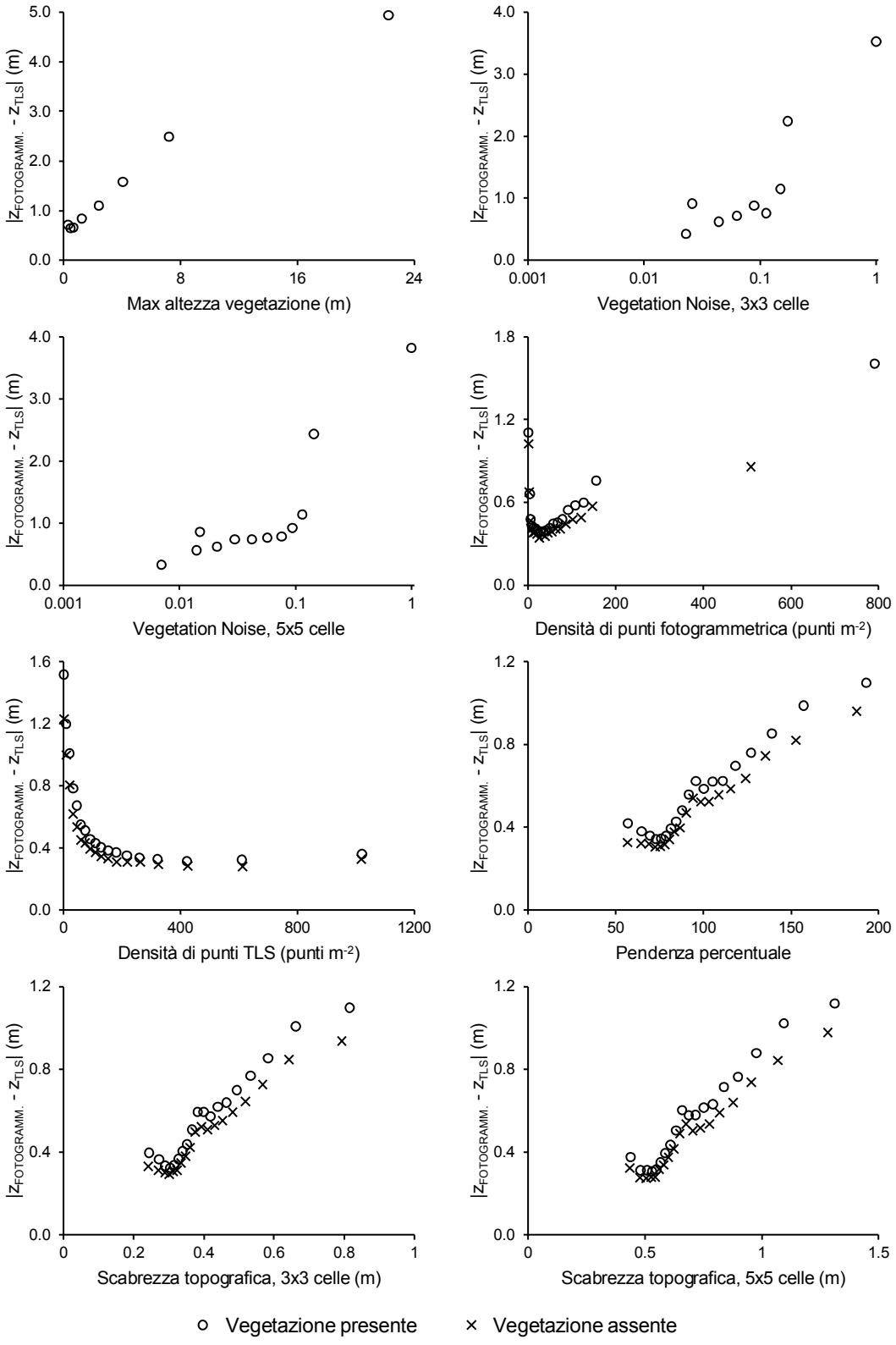


Figura 5.3.6 – Correlazione di diversi indicatori di incertezza verticale (altezza massima della vegetazione, Vegetation Noise calcolato su finestre di 3x3 e 5x5 celle, densità di punti fotogrammetrica, densità di punti TLS, pendenza percentuale, scabrezza calcolata su finestre di 3x3 e 5x5 celle) con il corrispondente errore verticale per l'Area E. In ciascun grafico la media dei valori assoluti dell'errore verticale (corrispondente al valore del DoD) è riportato come variabile dipendente rispetto a ciascun ventile dell'indice considerato. Sono riportati i risultati relativi a tutte le celle del DoD (cerchi) e alle sole celle in cui la vegetazione è assente (croci).

Tabella 5.3.2 – Matrice di correlazione tra i diversi tematismi e il DoD calcolati a partire dai dati fotogrammetrici e TLS per l'Area B.

Tematismo	VNoise 5x	VNoise 3x	dens. TLS	pend.	scabr. 5x	scabr. 3x	h veg	DoD	dens. fotogr.
VNoise 5x	1	0.87	-0.12	-0.06	-0.09	-0.08	0.57	0.44	-0.31
VNoise 3x	0.87	1	-0.12	-0.03	-0.05	-0.05	0.62	0.44	-0.30
dens. TLS	-0.12	-0.12	1	0.42	0.46	0.45	0.02	0.12	0.04
pend.	-0.06	-0.03	0.42	1	0.84	0.98	0.72	0.17	-0.40
scabr. 5x	-0.09	-0.05	0.46	0.84	1	0.85	0.96	0.24	-0.63
scabr. 3x	-0.08	-0.05	0.45	0.98	0.85	1	0.72	0.18	-0.40
h veg	0.57	0.62	0.02	0.72	0.96	0.72	1	0.29	0.44
DoD	0.44	0.44	0.12	0.17	0.24	0.18	0.29	1	-0.10
dens. fotogr.	-0.31	-0.30	0.04	-0.40	-0.63	-0.40	0.44	-0.10	1

Tabella 5.3.3 – Matrice di correlazione tra i diversi tematismi e il DoD calcolati a partire dai dati fotogrammetrici e TLS per l'Area E.

Tematismo	VNoise 5x	VNoise 3x	dens. TLS	pend.	scabr. 5x	scabr. 3x	h veg	DoD	dens. fotogr.
VNoise 5x	1	0.86	-0.05	0.07	0.08	0.07	0.48	0.34	0.16
VNoise 3x	0.86	1	-0.05	0.08	0.09	0.08	0.54	0.33	0.17
dens. TLS	-0.05	-0.05	1	0.03	0.00	0.04	0.00	-0.04	-0.13
pend.	0.07	0.08	0.03	1	0.93	0.99	0.14	0.13	0.36
scabr. 5x	0.08	0.09	0.00	0.93	1	0.94	0.14	0.14	0.40
scabr. 3x	0.07	0.08	0.04	0.99	0.94	1	0.14	0.13	0.37
h veg	0.48	0.54	0.00	0.14	0.14	0.14	1	0.23	0.24
DoD	0.34	0.33	-0.04	0.13	0.14	0.13	0.23	1	0.17
dens. fotogr.	0.16	0.17	-0.13	0.36	0.40	0.37	0.24	0.17	1

Dall'osservazione dei grafici riportati nelle Figure 5.3.5 e 5.3.6 si possono trarre le seguenti considerazioni:

- **Vegetazione**: come atteso, la presenza della vegetazione influenza pesantemente la qualità dei DEM fotogrammetrici. L'errore verticale aumenta con l'altezza della vegetazione e con la densità relativa della stessa, come si può osservare dai grafici relativi all'indice Vegetation Noise. Non si osservano differenze significative tra i risultati relativi al calcolo dell'indice su una finestra di 3x3 celle rispetto a quella 5x5, in particolare per quello che si può osservare dagli indici di correlazione riportati nelle Tabelle 5.3.2 e 5.3.3. Va precisato che i risultati devono essere considerati anche in base alla risoluzione dell'analisi raster, pari a 0.5 m nel caso del presente confronto.

- **Densità di punti:** mentre con l'aumentare della densità dei punti TLS si osserva una diminuzione dell'errore, questo non avviene per la densità dei punti fotogrammetrici, in particolare per i risultati relativi all'Area E. Dalle carte riportate nell'Allegato B si può osservare che i punti a più elevata densità fotogrammetrica sono localizzati soprattutto in aree distanti dai punti di scansione e, soprattutto, ad elevatissima pendenza. Nella restituzione fotogrammetrica 3D, in presenza di una superficie ad elevata pendenza, la ricostruzione è più fitta poiché l'angolo d'incidenza di presa si avvicina a quello ortogonale ottimale. L'errore verticale in tali aree è tuttavia inevitabilmente elevatissimo, soprattutto se si tratta di aree distanti in cui l'accuratezza decresce a causa dell'aumentare del valore di abbracciamento dei pixel.

  Non necessariamente densità fotogrammetrica e pendenza sono correlate tra loro, infatti le matrici di correlazione per le aree B ed E mostrano rispettivamente valori di -0.40 e 0.36 tra i due indici. Tale differenza può essere attribuita alle diverse caratteristiche morfologiche delle due aree, alla scelta dei punti di presa, alla scala del rilievo. Una conclusione che può comunque venire tratta è che, a differenza della densità di punti TLS, la densità di punti fotogrammetrica non necessariamente risulta essere un buon indicatore dell'incertezza verticale.
- **Pendenza e scabrezza**: si osserva una forte collinearità tra pendenza e scabrezza. Le matrici di correlazione riportano valori di 0.84 e 0.98 rispettivamente per la scabrezza calcolata su finestre di 3x3 e 5x5 celle sull'Area B, mentre per l'Area E i valori sono di 0.93 e 0.99.

5.3.2 Potenzialità e limiti

I risultati ottenuti dall'analisi dell'accuratezza delle elaborazioni fotogrammetriche hanno chiaramente evidenziato le potenzialità delle tecniche *Image Based* di tipo speditivo nel rilievo della morfologia del territorio.

Il principale limite emerso riguarda la presenza della vegetazione, in grado di influire pesantemente sulla qualità delle restituzioni.

Un aspetto di importanza cruciale nelle elaborazioni fotogrammetriche è rappresentato dalle procedure di orientamento, in particolare per quello che riguarda la precisione nell'individuazione dei punti di legame. In mancanza della possibilità di posizionare target artificiali, il calo di accuratezza che si può incontrare nella definizione della posizione esatta di

elementi naturali a distanza elevata dal punto di presa può riflettersi pesantemente nella ricostruzione finale, implicando eventualmente l'insorgere di errori di tipo sistematico.

Se da un lato la scelta di una camera con obiettivo grandangolare può dimostrarsi conveniente sul piano del numero di immagini necessarie a coprire la scena, dall'altro il ridotto abbracciamento dei pixel a grandi distanze e le deformazioni di tipo non lineare non compensabili dalle procedure di autocalibrazione rischiano di influire sulla qualità dei risultati.

Un altro limite può essere rappresentato dal tipo di modellazione 2.5D delle superfici in formato raster (v. Par. 2.2.1) nei rilievi fotogrammetrici terrestri. Nelle aree ad elevata pendenza, l'angolo formato dalla camera nei confronti della superficie è ottimale poiché prossimo all'ortogonalità (condizione che nei rilievi aerei si riscontra invece su aree pianeggianti). In queste condizioni, favorevoli alla restituzione fotogrammetrica, la densità della nuvola di punti 3D può risultare molto elevata, come nel caso dei rilievi TLS (Schürch et al., 2011). Nel modello raster 2.5D, tuttavia, ad elevate pendenze viene associato un inevitabile calo di accuratezza verticale intrinseco al formato di rappresentazione dell'informazione (es. Scheidl et al., 2008; Bater e Coops, 2009; Wheaton et al., 2010). Nelle superfici pianeggianti (condizioni non favorevoli per quello che riguarda l'angolo di presa quando la presa è vincolata al suolo), l'accuratezza verticale dei DEM raster è intrinsecamente massima. La modellazione delle superfici basata sull'impiego di TIN o altre griglie irregolari (Tucker et al., 2001) potrebbe eventualmente rivelarsi un sistema di trattamento dell'informazione 3D più idoneo nel rappresentare modelli ottenuti da rilievi fotogrammetrici terrestri, nonostante il loro impiego possa fare insorgere altre problematiche per quello che riguarda il loro utilizzo, la modellazione e la comparabilità con altre basi di dati.

6. CONCLUSIONI

Nella presente tesi sono stati analizzati, mediante rilievi topografici ad altissima risoluzione, i cambiamenti morfologici causati da tre colate detritiche innescate da eventi meteorici di forte intensità che hanno interessato il bacino alpino del Torrente Moscardo.

Il monitoraggio delle precipitazioni nel triennio 2011-2013 e la registrazione delle colate mediante il sistema idrometrografico hanno permesso di confrontare i risultati della studio con le serie storiche relative al monitoraggio effettuato sul Moscardo e su altre aree esposte a processi simili, incrementando quella preziosa base di informazione rappresentata dai rilievi in campo che è necessaria allo sviluppo, all'affinamento e alla validazione dei metodi e dei modelli geo-idrologici.

L'analisi degli idrogrammi delle colate detritiche ha permesso di effettuare le stime dei volumi e delle portate di picco. Le due colate registrate nel settembre 2012 possono essere annoverate tra gli eventi di maggiore entità registrati dall'inizio del monitoraggio delle colate del Torrente Moscardo intrapreso alla fine degli anni '80 del secolo scorso.

Il monitoraggio fotografico periodico condotto su alcune aree del bacino esposte a dinamiche idroerosive ha permesso di monitorare anche le variazioni geomorfologiche di minore entità, rappresentando così uno strumento aggiuntivo utile ad un'efficace pianificazione dei rilievi LiDAR, considerevolmente impegnativi sotto il profilo logistico, economico, e del processamento dei dati.

L'elaborazione dei rilevi TLS ha permesso di ottenere DEM ad altissima risoluzione di tre aree che sono state interessate da rilevanti variazioni morfologiche in seguito al passaggio delle colate detritiche. Nonostante l'estensione dei rilievi rappresenti una parte limitata della rete idrografica e dei versanti interessati dalle variazioni, attraverso le analisi si è cercato di mettere a punto un metodo per la conduzione dei rilievi e per l'elaborazione dei dati. I limiti e le considerazioni emerse vanno pertanto intese nell'ottica dell'applicabilità a qualsiasi rilievo TLS mirato ad analizzare le variazioni della morfologia del terreno. È stata infatti posta particolare attenzione alle problematiche inerenti la registrazione delle nuvole di punti, la rimozione e la gestione dell'effetto di disturbo causato dalla vegetazione, l'analisi della qualità dei DEM e la spazializzazione dell'incertezza verticale.

Ad esclusione delle nuvole di punti acquisite nel corso della prima campagna di monitoraggio, georiferite per mezzo di posizionamento GNSS differenziale ad elevata precisione, ciascuna nuvola di punti è stata registrata su quella relativa alla campagna precedente, evitando così di dover ricorrere a nuovi rilievi GNSS indipendenti dai precedenti.

Questa scelta, se da un lato come vantaggio può portare ad una maggiore precisione relativa nella misurazione dei cambiamenti morfologici garantendo la miglior consistenza possibile tra rilievi successivi, dall'altro può presentare lo svantaggio di una minore accuratezza assoluta dell'*n*-esimo rilievo. L'individuazione di una rete di punti o di aree fisse relativamente immutabili sulle aree monitorate potrebbe rivelarsi un valido compromesso tra la ricerca dell'accuratezza relativa e quella assoluta; non risulterebbe tuttavia possibile in questo caso l'impiego di algoritmi di registrazione quali, ad esempio, l'*Iterative Closest Point*, in grado di migliorare significativamente i risultati della registrazione.

Dal processamento delle nuvole di punti è emersa inoltre l'importanza della gestione e della correzione degli errori grossolani, aspetto che può influire notevolmente sulla qualità dei DEM e dei DoD. Si può osservare che la rimozione di tali errori dovrebbe essere realizzata preliminarmente al calcolo dei DEM. Avviene però, non di rado, che solo l'analisi dei DoD può permettere di cogliere e quindi correggere alcune inconsistenze conseguenti alla presenza di errori, non facilmente riconoscibili nei singoli DEM o nelle nuvole di punti.

La presenza della vegetazione nelle aree interessate dai rilievi LiDAR rappresenta un elemento di disturbo che influenza la qualità dei DEM. La realizzazione di diverse campagne di rilievi (e, conseguentemente, di elaborazioni) ha permesso di sottolineare l'importanza dell'oggettività del processo di rimozione della vegetazione. La rimozione manuale degli elementi di vegetazione, se da un lato permette di ridurre la differenza tra il DSM e il DEM del terreno, dall'altro presuppone una certa componente di soggettività che, esprimendosi in una diversa "intensità" della rimozione, può influenzare la qualità dei DEM e, in particolare, l'analisi basata sui DoD.

Nel presente studio è stato elaborato un nuovo indice (Vegetation Noise) che considera l'effetto di disturbo causato dalla presenza della vegetazione sulla qualità dei DEM. Questo indice può permettere di utilizzare quello che normalmente è un "prodotto di scarto" delle elaborazioni LiDAR finalizzate al calcolo dei DEM (ovvero, i punti di vegetazione) per ottenere un indicatore correlato alla qualità dei DEM che, sulla base delle analisi condotte, presenta scarsa collinearità con altri indicatori quali pendenza, scabrezza, densità di punti del rilievo.

L'utilizzo combinato di questi indici ha permesso, grazie alla loro implementazione in un sistema basato su logica *fuzzy* (FIS) proposto da Wheaton et al. (2010), di stimare l'incertezza verticale dei DEM in maniera spazialmente variabile. La correlazione dei valori di ciascun indicatore con il corrispondente errore verticale calcolato su aree immutate tra i diversi rilievi ha permesso di tarare i parametri e le regole del FIS per l'area di studio.

La spazializzazione dell'incertezza verticale e l'applicazione di un metodo che prende in considerazione la coerenza spaziale delle unità erosive e deposizionali ha reso possibile il recupero dell'informazione relativa alle variazioni morfologiche minori, che sarebbe andata prevalentemente perduta se l'incertezza verticale fosse stata considerata spazialmente uniforme.

Nel lavoro di tesi è stata inoltre analizzata la qualità dei modelli del terreno ottenuti da rilievi fotogrammetrici terrestri, nell'ottica di un loro utilizzo indipendente o di una loro combinazione con i modelli ottenuti da rilievi TLS. I risultati ottenuti hanno evidenziato le potenzialità delle tecniche fotogrammetriche *Image Based* di tipo speditivo condotte con strumentazione amatoriale per il rilievo della morfologia del territorio. Nonostante i rilievi siano stati condotti da terra, il crescente sviluppo di mezzi aerei radiocomandati a basso costo (droni) permette di considerare in maniere sempre più realistica la realizzazione di rilievi fotogrammetrici aerei di dettaglio per l'analisi delle variazioni morfologiche. La combinazione di rilievi fotogrammetrici terrestri e aerei potrebbe garantire l'ottimizzazione dell'angolo di presa, riscontrabile nelle condizioni prossime all'ortogonalità: mentre nei rilievi aerei la precisione decresce con l'aumentare della pendenza delle superfici, nei rilievi da terra la migliore precisione e la maggiore densità di punti del rilievo può essere ottenuta proprio nelle superfici ad elevata pendenza.

La gestione dell'informazione morfologica in formato DEM raster introduce tuttavia il problema (intrinseco al formato 2.5D) della relazione di tipo direttamente proporzionale che sussiste tra la pendenza e l'entità degli errori verticali. Qualora l'analisi venisse condotta non su DEM raster ma bensì su TIN vettoriali (vero 3D), e gli errori non venissero considerati solamente in relazione alla componente verticale, le potenzialità del rilievi fotogrammetrici terrestri potrebbero venire ulteriormente apprezzate. Tale sistema potrebbe rivelarsi il più idoneo per la rappresentazione dei modelli della superficie, tuttavia il loro impiego potrebbe fare insorgere altre problematiche per quello che riguarda il loro utilizzo, la modellazione e la comparabilità con altre basi di dati.

L'analisi della correlazione dell'errore verticale con i principali indicatori di incertezza verticale (altezza della vegetazione, Vegetation Noise, densità di punti fotogrammetrica, densità di punti TLS, pendenza, scabrezza topografica) ha confermato la significativa riduzione della qualità delle restituzioni nelle aree vegetate, aspetto di rilevanza critica per i rilievi e le elaborazioni fotogrammetriche.

Nelle elaborazioni fotogrammetriche è inoltre emersa l'importanza fondamentale delle procedure di orientamento, in particolare per quello che riguarda la precisione

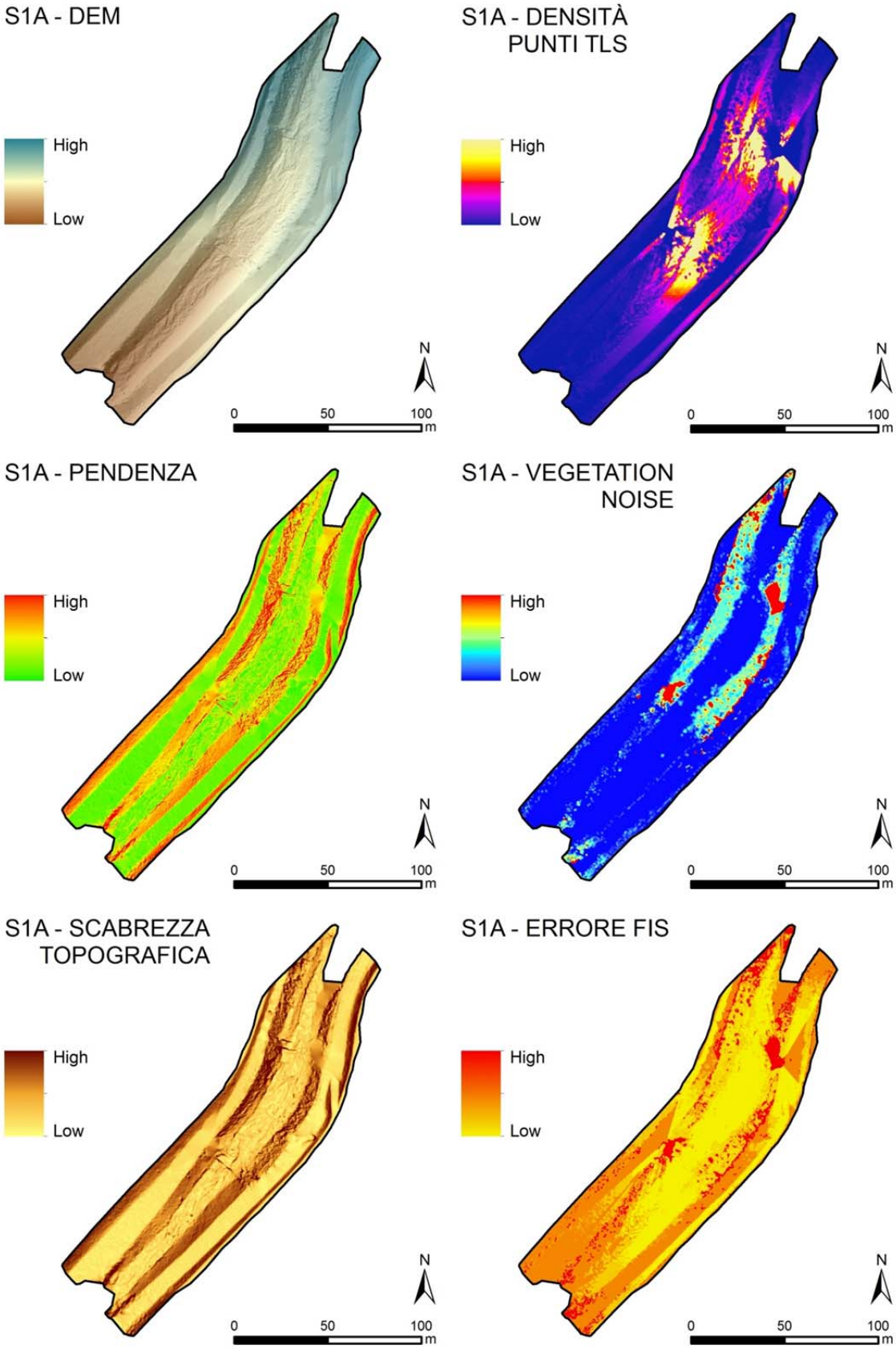
nell'individuazione dei punti di legame. In mancanza della possibilità di posizionare target artificiali (operazione che deve essere valutata anche sotto il profilo dei tempi necessari al rilievo), il calo di accuratezza che si può incontrare nella definizione della posizione esatta di elementi naturali a distanza elevata dal punto di presa può riflettersi pesantemente nella ricostruzione finale, implicando eventualmente l'insorgere di errori di tipo sistematico.

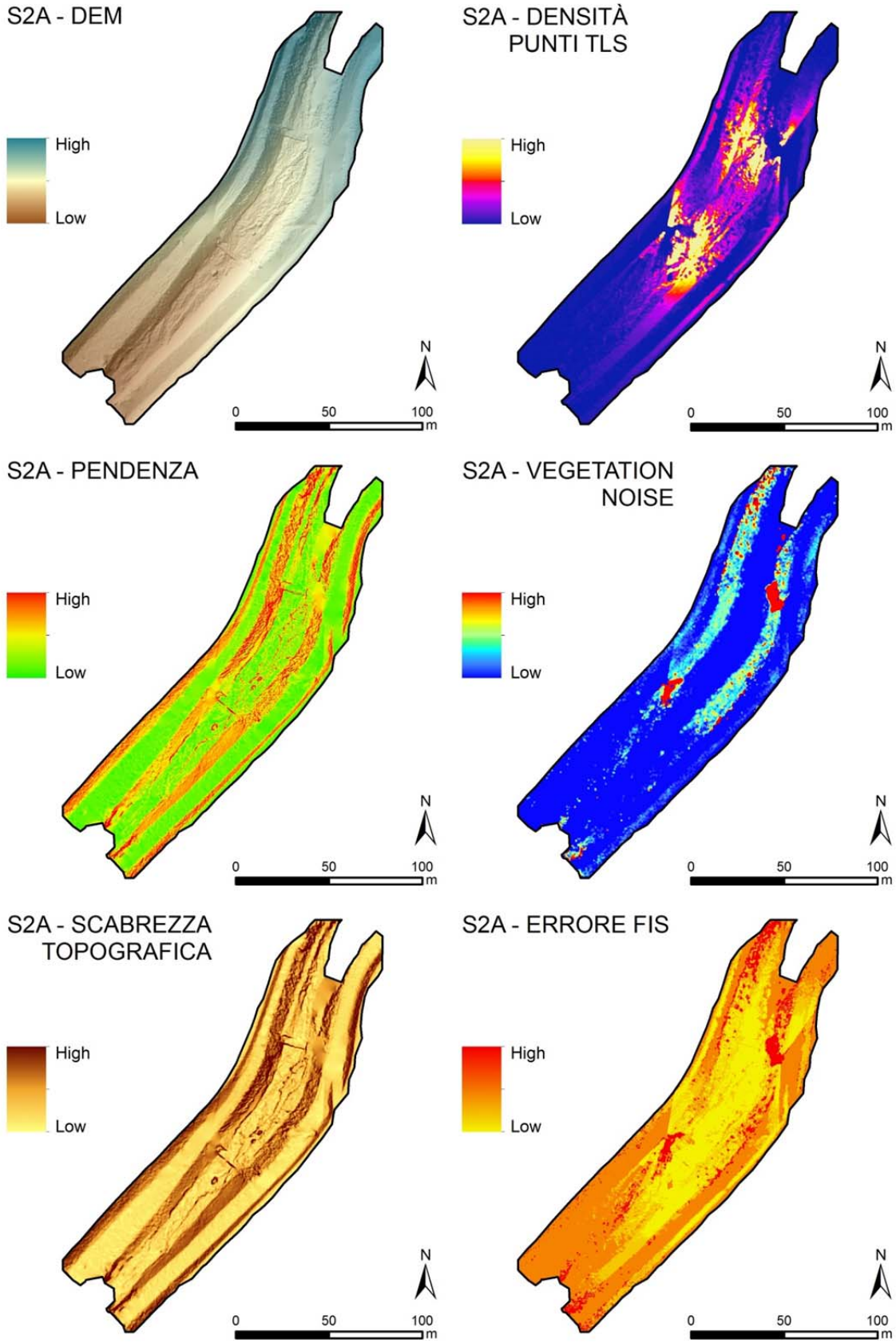
Un aspetto interessante emerso dalle analisi riguarda la densità di punti del rilievo fotogrammetrico: a differenza di quella relativa ai rilievi TLS, essa non risulta essere necessariamente un buon indicatore dell'incertezza verticale, almeno per quello che riguarda le analisi condotte sui DEM in formato raster.

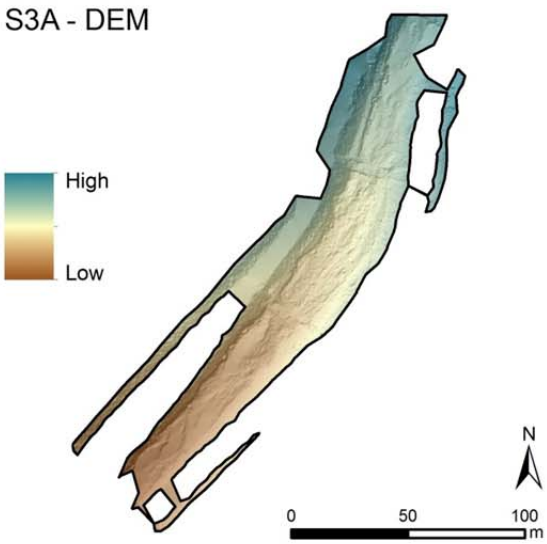
Il confronto tra le stime volumetriche ottenute dall'analisi degli idrogrammi delle colate detritiche e quelle ottenute dall'analisi dei DoD hanno evidenziato apparenti inconsistenze per quello che riguarda la magnitudine degli eventi. Queste discrepanze evidenziano i limiti delle analisi DoD a scala di bacino basate su rilievi TLS in aree morfologicamente complesse come quella del bacino del Torrente Moscardo. In queste condizioni, infatti, sebbene sia possibile realizzare rilievi ad altissimo dettaglio e precisione su diverse porzioni di territorio di estensione limitata, non risulta possibile monitorare da terra l'intero canale e l'interezza delle aree sorgenti di sedimento. La ricerca della corrispondenza tra il volume di colata fluito in corrispondenza del tratto di alveo monitorato dai sensori a ultrasuoni e il bilancio volumetrico ricavato dalle analisi dei DoD può rivelarsi fuorviante quando le aree monitorate dal TLS rappresentano solamente una parte dell'insieme di versanti e tratti di canale coinvolti nei processi idroerosivi.

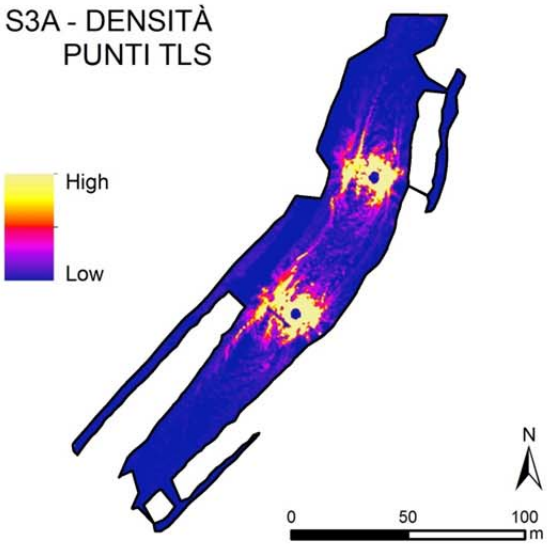
Alcuni sviluppi futuri del presente studio possono essere rappresentati dall'integrazione dei dati ottenuti dai rilievi TLS e fotogrammetrici terrestri con quelli ALS, dalla verifica di se e come la modellazione dei processi che considerano la morfologia superficiale possa trarre vantaggio dall'aumento della risoluzione spaziale, dalla comprensione dei legami che intercorrono tra i diversi indici morfometrici e i processi geologici e idrologici prevalenti. Questi possibili sviluppi rappresentano elementi importanti per quella che mira ad essere un'oggettiva caratterizzazione delle zone maggiormente suscettibili all'erosione e all'instabilità superficiale nelle zone maggiormente esposte al rischio idrogeologico.

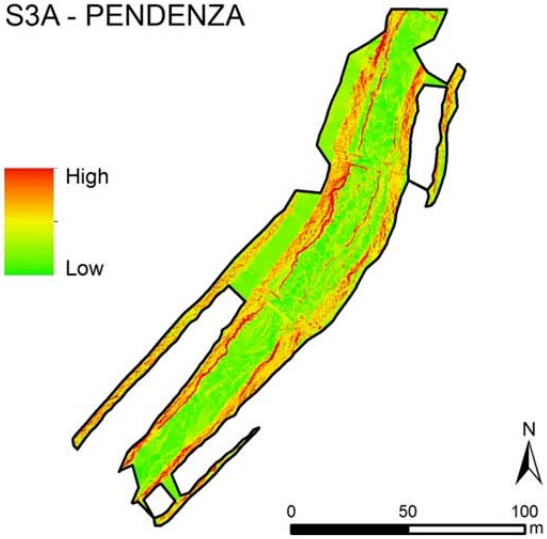
APPENDICE A – Principali tematismi calcolati sulla base dei dati TLS (risoluzione: 0.2 m).

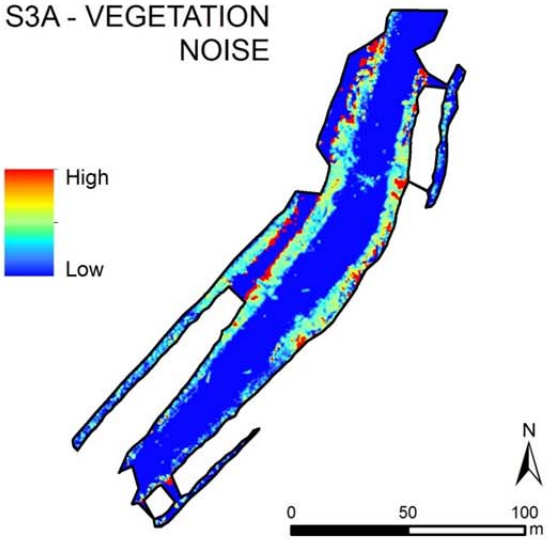



S2A - DEM
High
Low
N
0
50
100
m
S2A - DENSITÀ PUNTI TLS
High
Low
N
0
50
100
m
S2A - PENDENZA
High
Low
N
0
50
100
m
S2A - VEGETATION NOISE
High
Low
N
0
50
100
m
S2A - SCABREZZA TOPOGRAFICA
High
Low
N
0
50
100
m
S2A - ERRORE FIS
High
Low
N
0
50
100
m

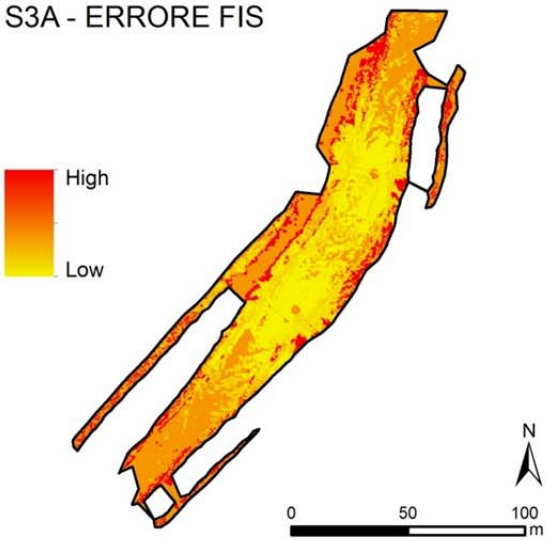

S3A - DEM
High
Low
N
0
50
100
m


S3A - DENSITÀ
PUNTI TLS
High
Low
N
0
50
100
m

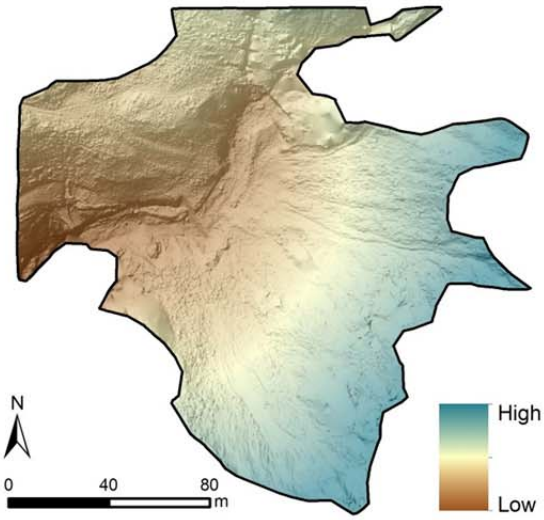

S3A - PENDENZA
High
Low
N
0
50
100
m


S3A - VEGETATION
NOISE
High
Low
N
0
50
100
m

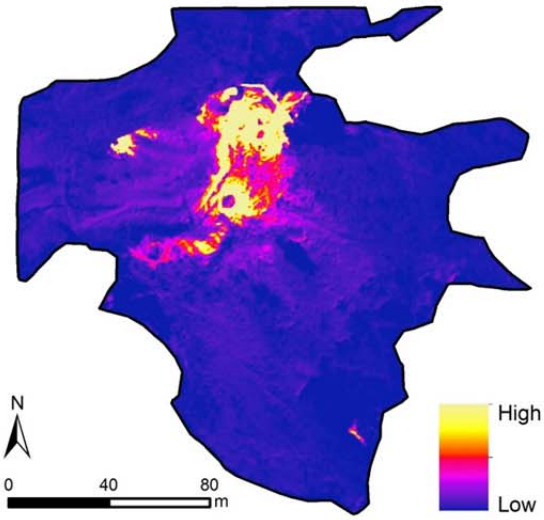
S3A - SCABREZZA
TOPOGRAFICA
High
Low
N
0
50
100
m


S3A - ERRORE FIS
High
Low
N
0
50
100
m

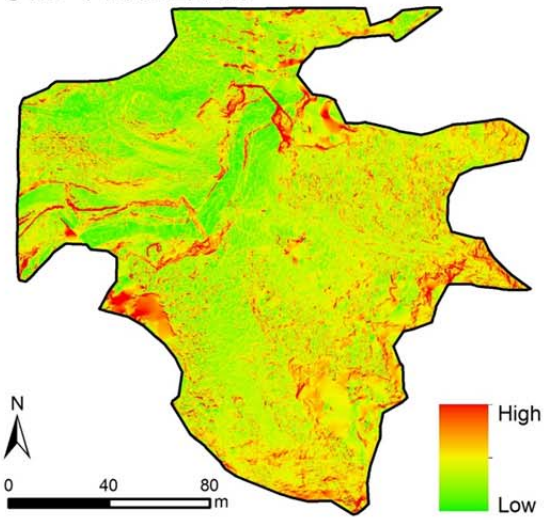
S1B - DEM



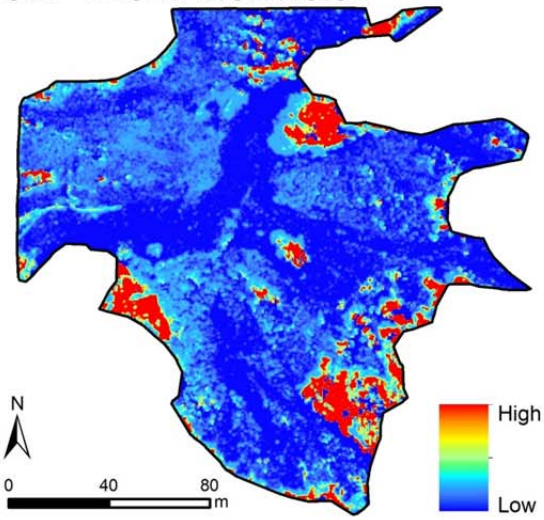
S1B - DENSITÀ PUNTI TLS



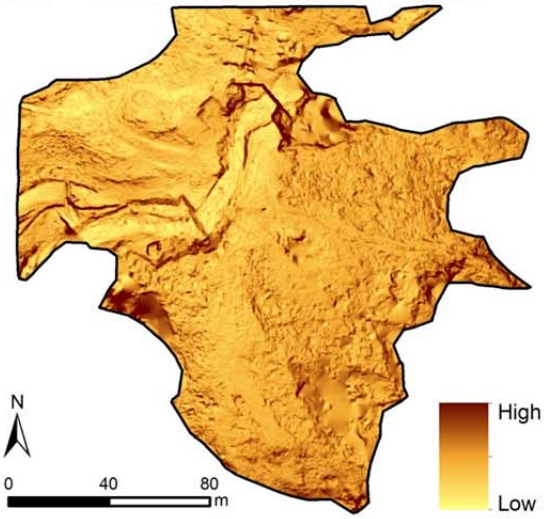
S1B - PENDENZA



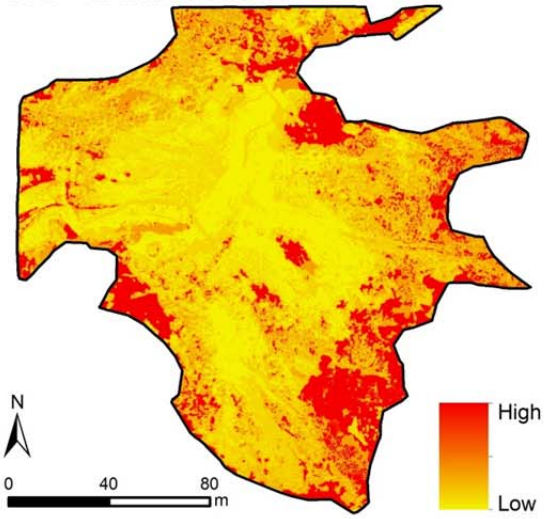
S1B - VEGETATION NOISE



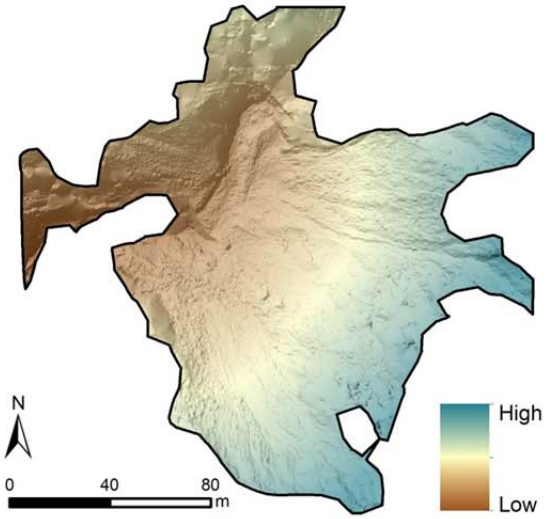
S1B - SCABREZZA TOPOGRAFICA



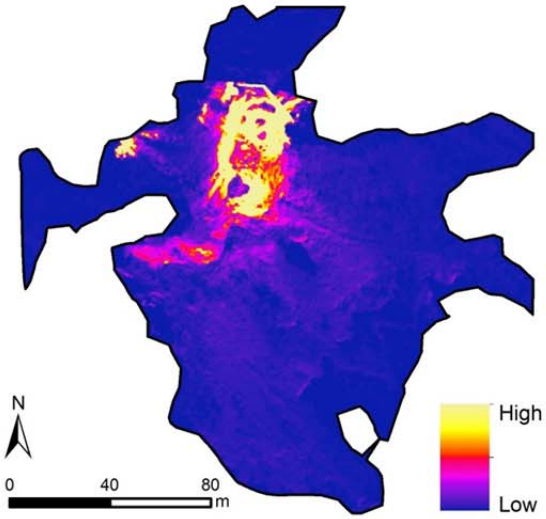
S1B - ERRORE FIS



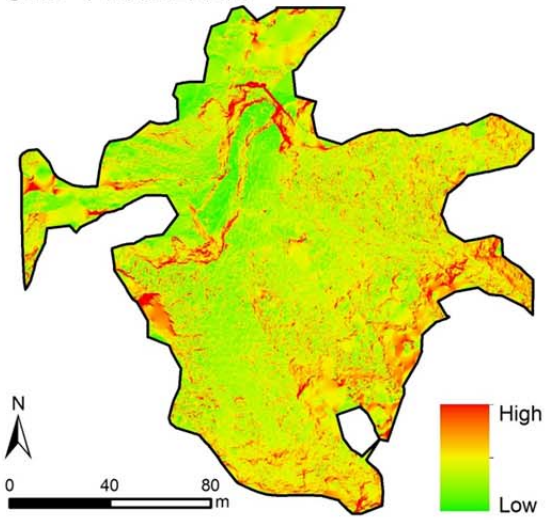
S2B - DEM



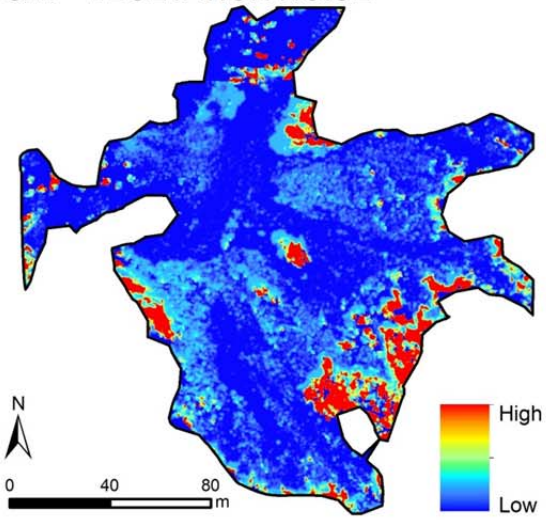
S2B - DENSITÀ PUNTI TLS



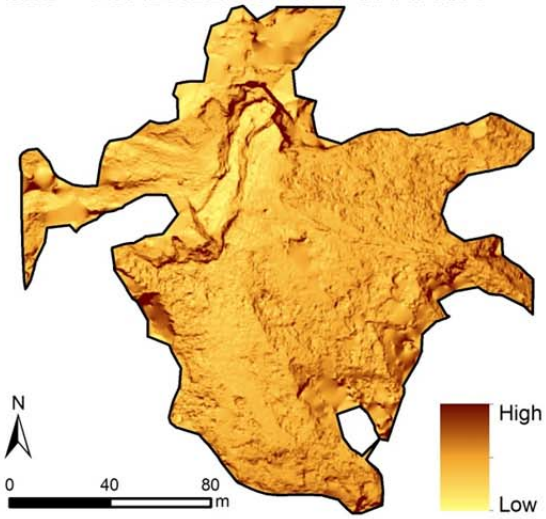
S2B - PENDENZA



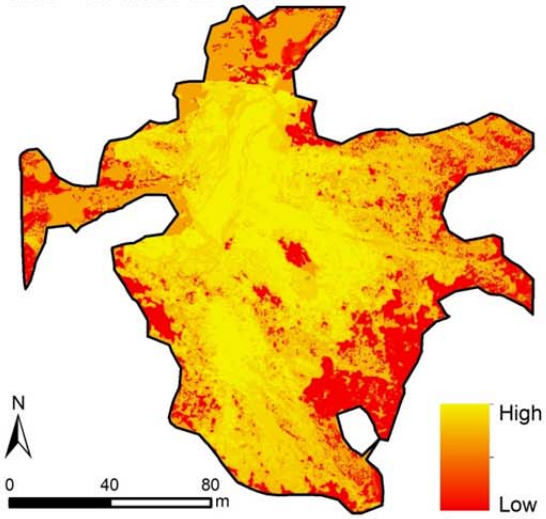
S2B - VEGETATION NOISE



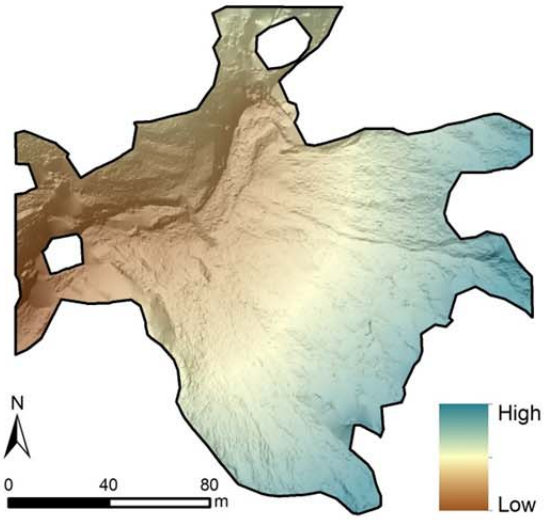
S2B - SCABREZZA TOPOGRAFICA



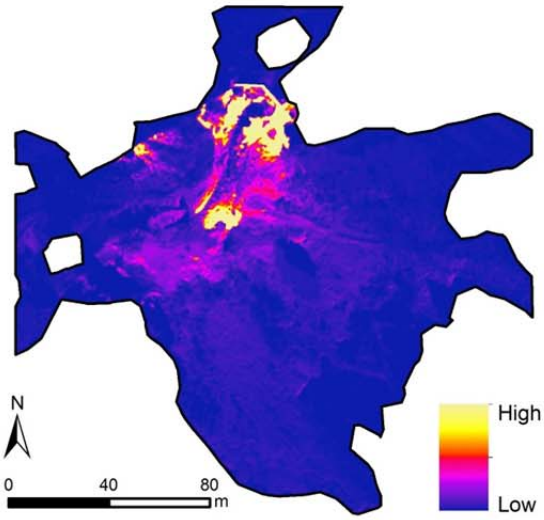
S2B - ERRORE FIS



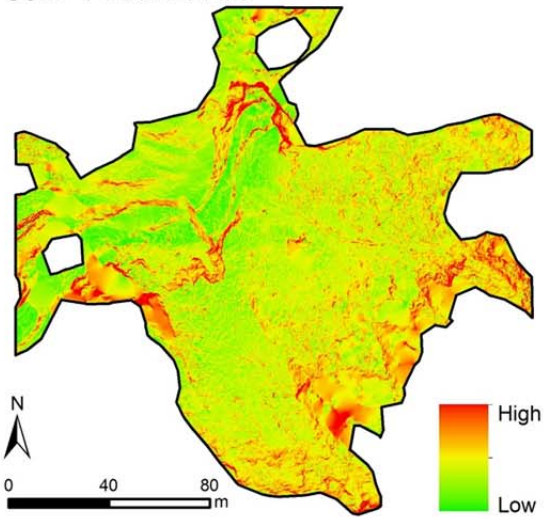
S3B - DEM



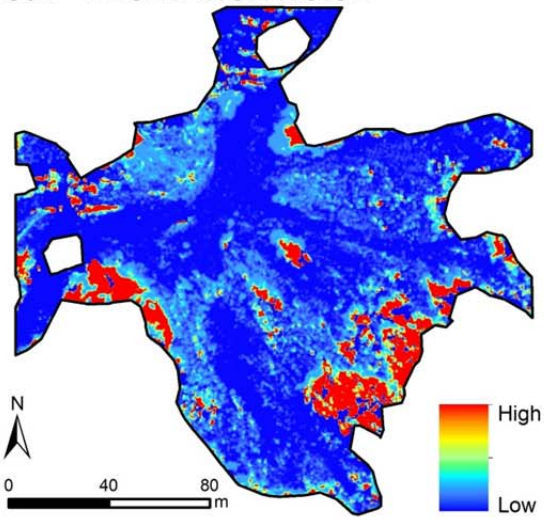
S3B - DENSITÀ PUNTI TLS



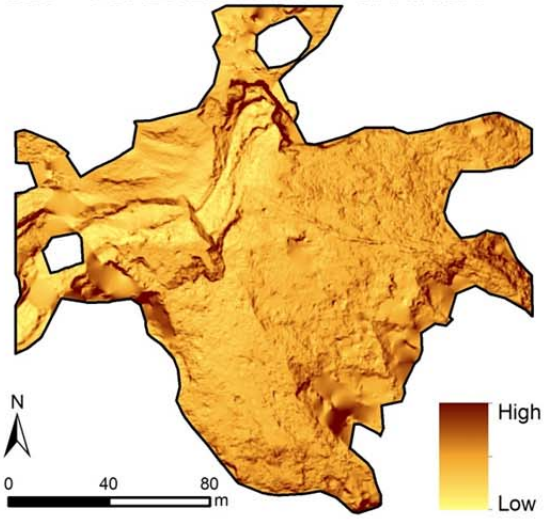
S3B - PENDENZA



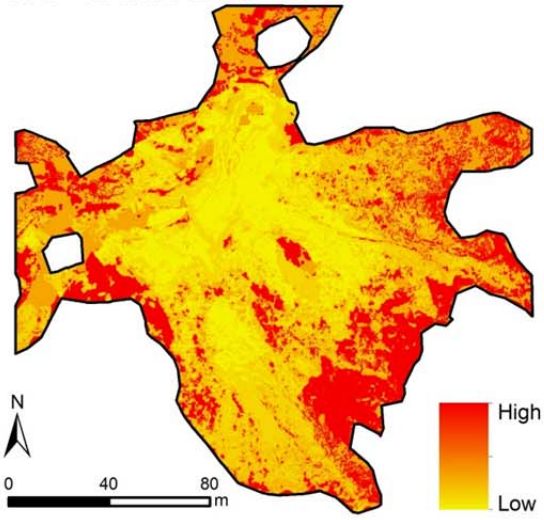
S3B - VEGETATION NOISE



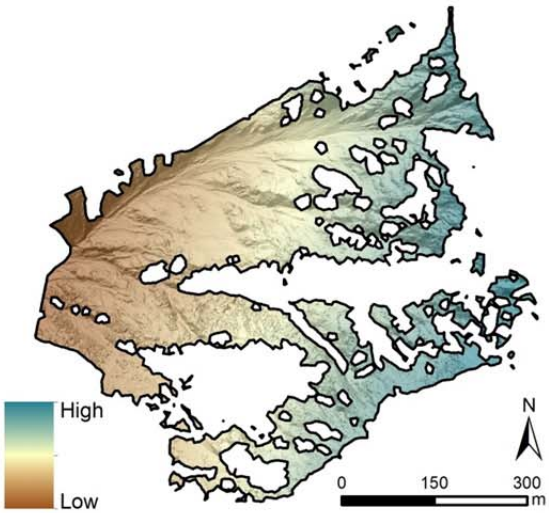
S3B - SCABREZZA TOPOGRAFICA



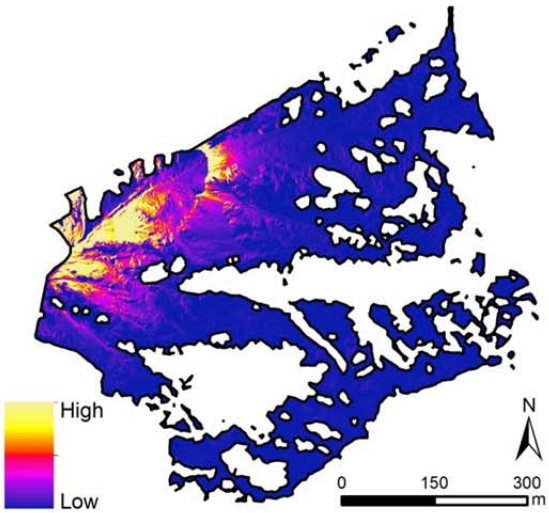
S3B - ERRORE FIS



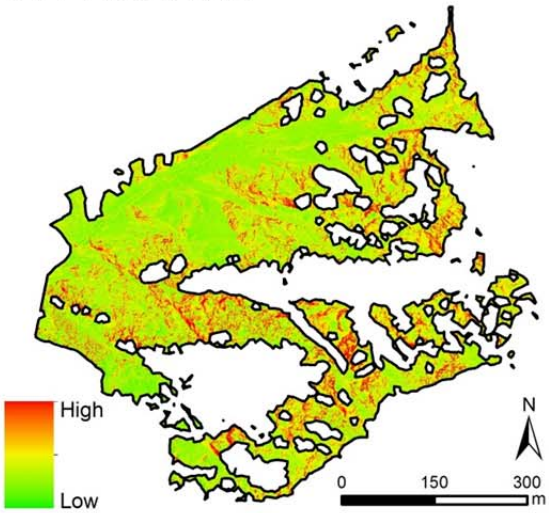
S1E - DEM



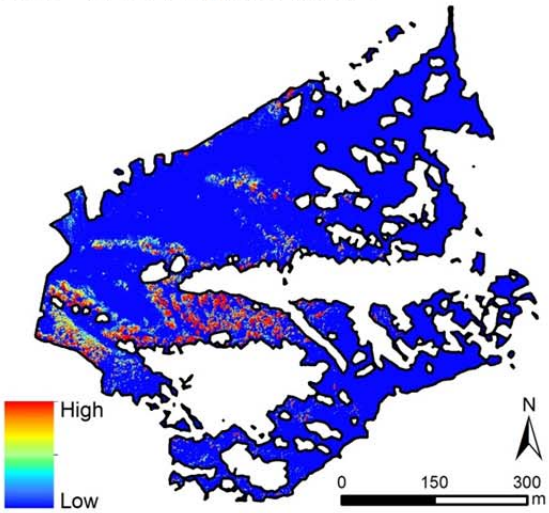
S1E - DENSITÀ PUNTI TLS



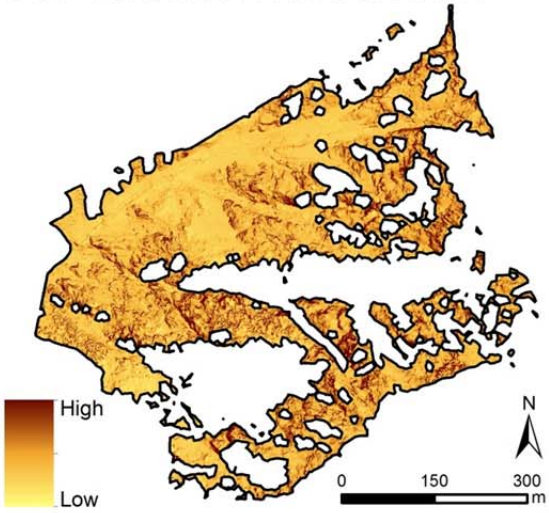
S1E - PENDENZA



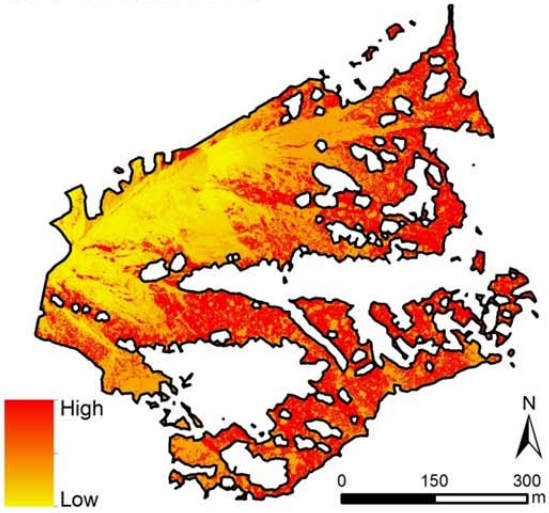
S1E - VEGETATION NOISE



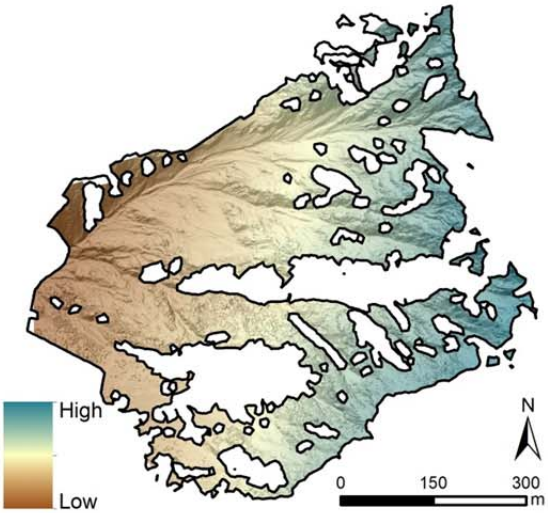
S1E - SCABREZZA TOPOGRAFICA



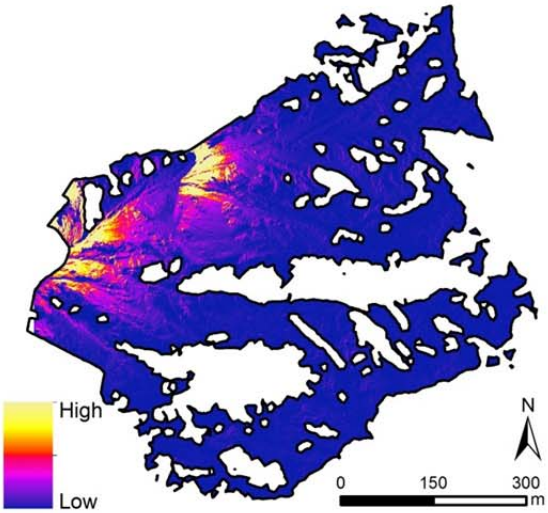
S1E - ERRORE FIS



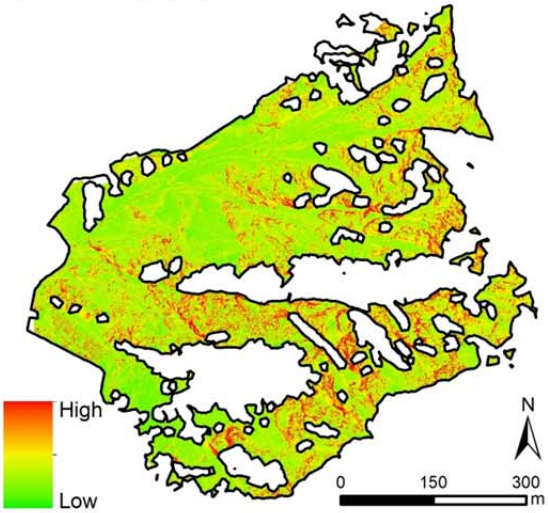
S2E - DEM



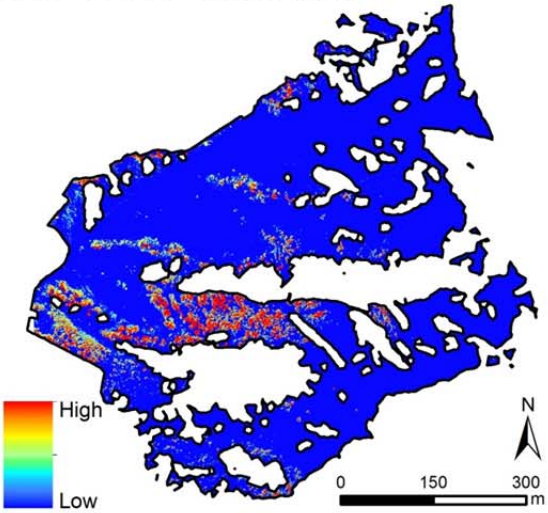
S2E - DENSITÀ PUNTI TLS



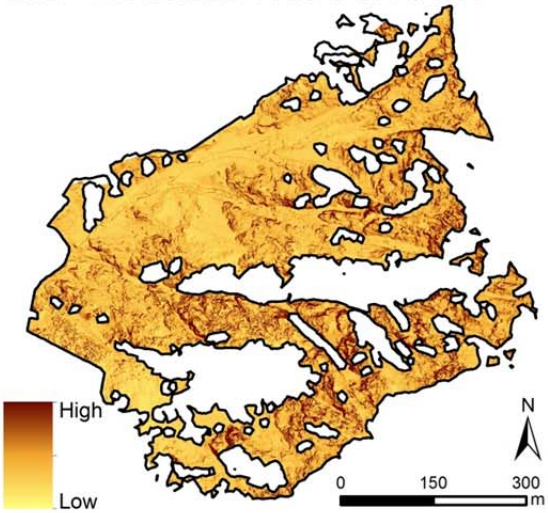
S2E - PENDENZA



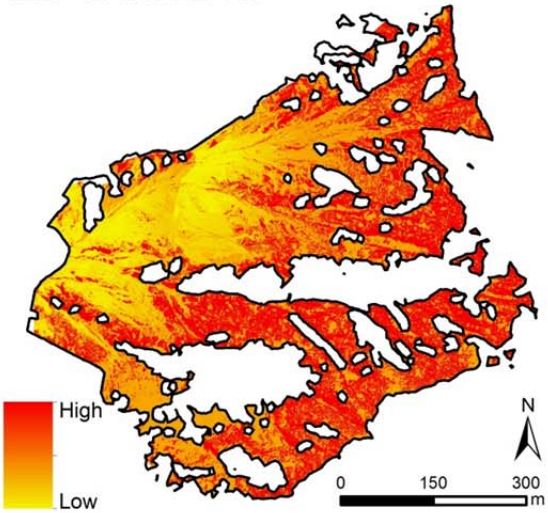
S2E - VEGETATION NOISE



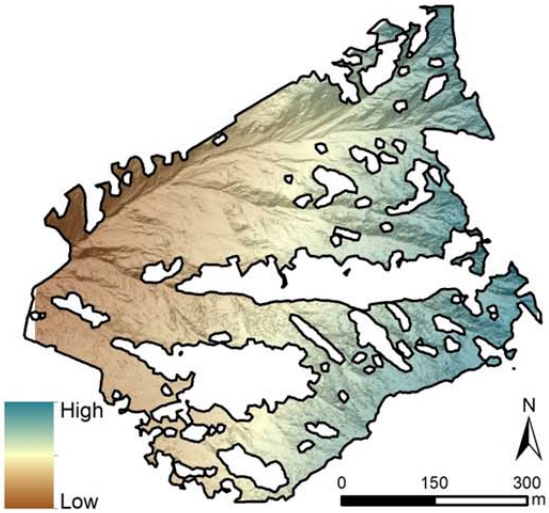
S2E - SCABREZZA TOPOGRAFICA



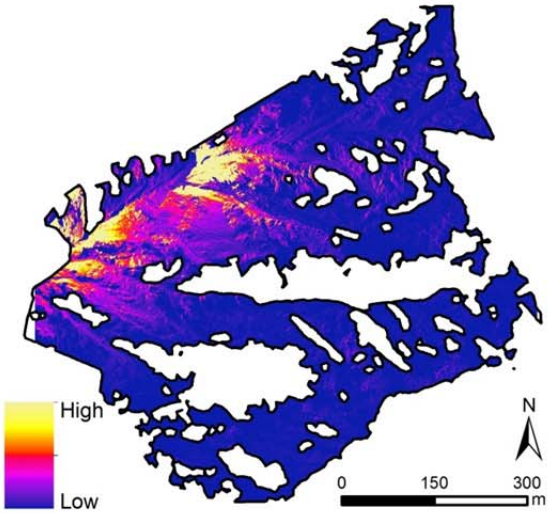
S2E - ERRORE FIS



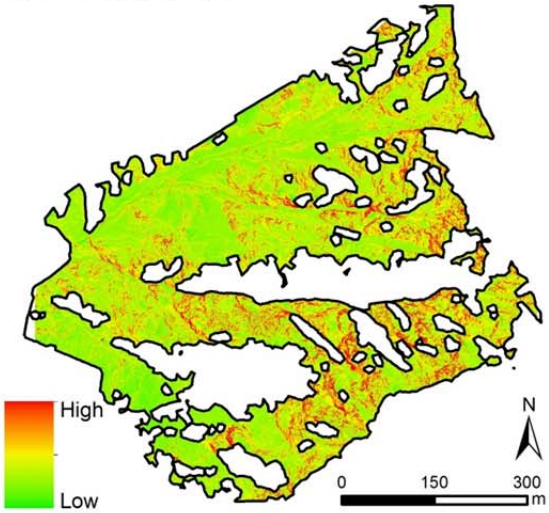
S3E - DEM



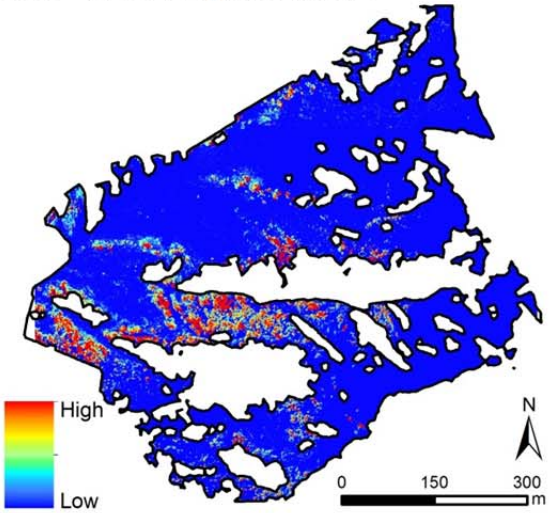
S3E - DENSITÀ PUNTI TLS



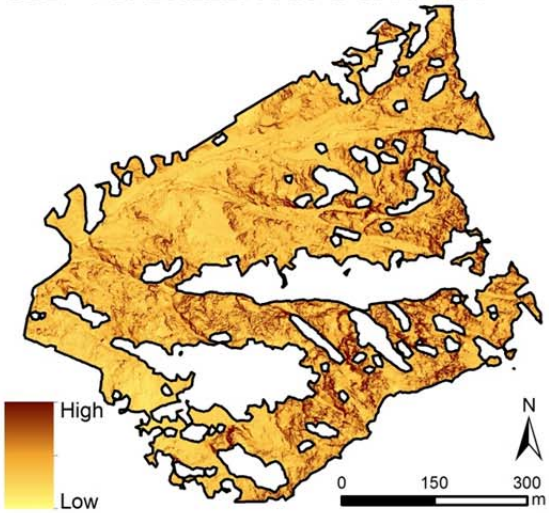
S3E - PENDENZA



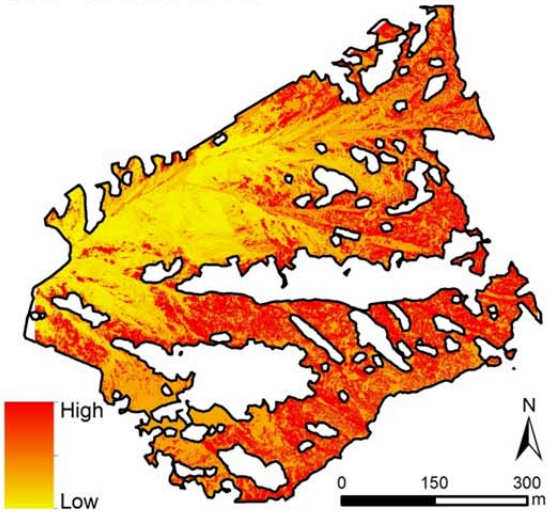
S3E - VEGETATION NOISE



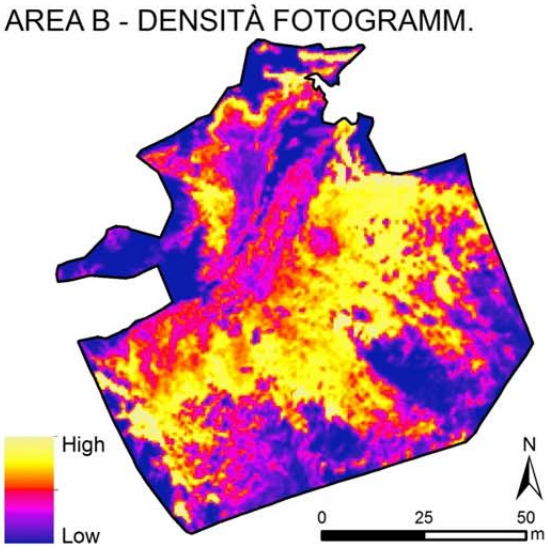
S3E - SCABREZZA TOPOGRAFICA

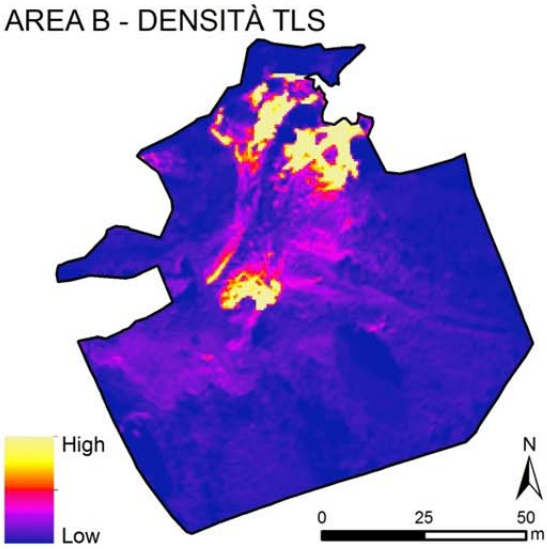


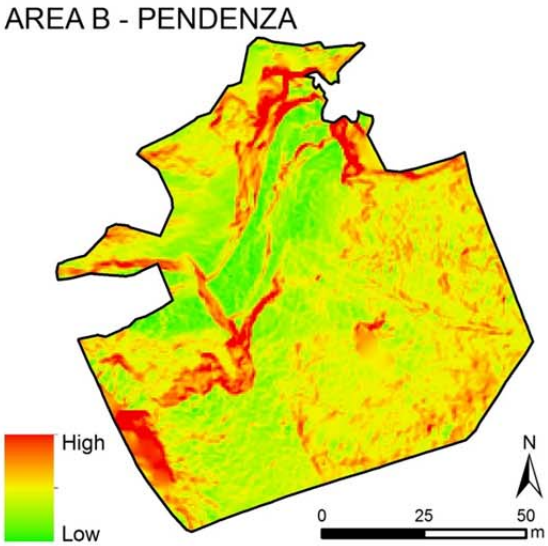
S3E - ERRORE FIS

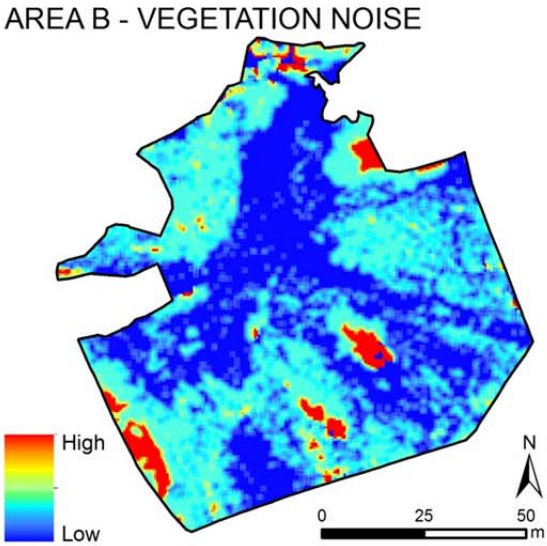


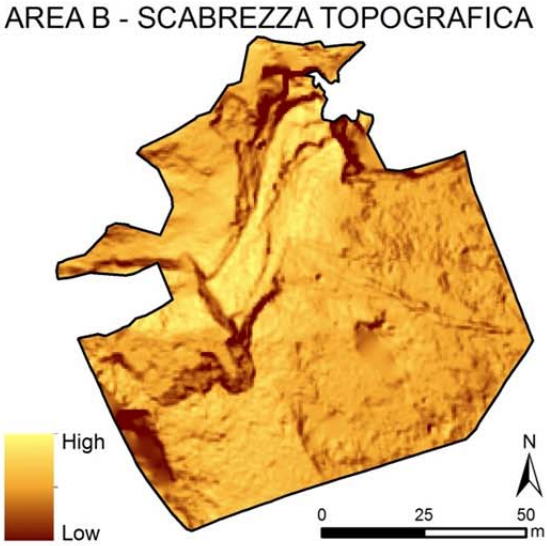
APPENDICE B – Densità di punti dei rilievi fotogrammetrici e principali tematismi calcolati sulla base dei dati TLS (risoluzione: 0.5 m).

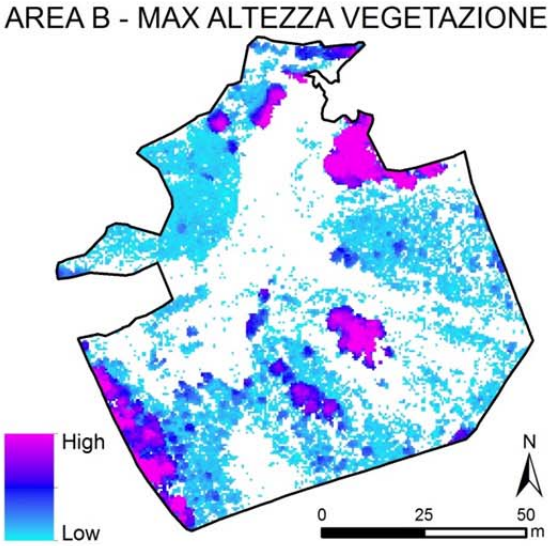




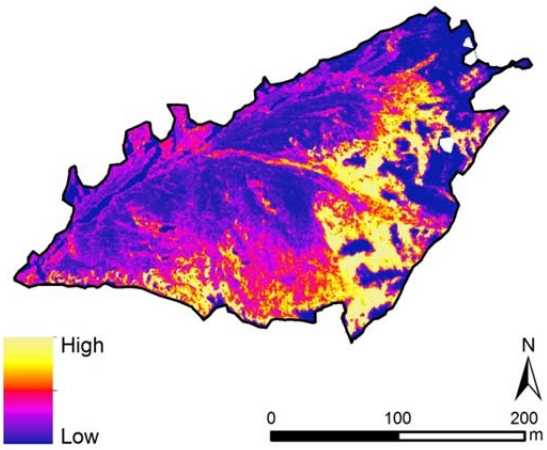




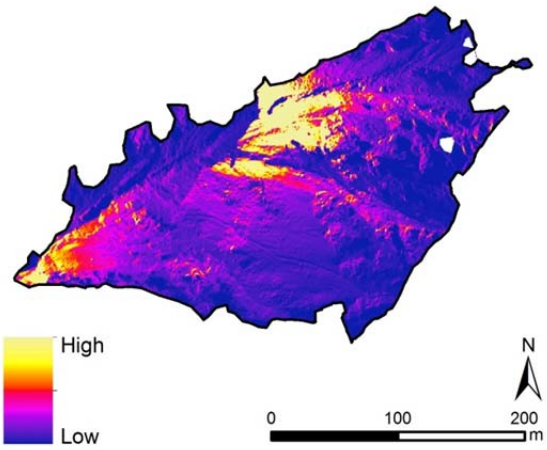




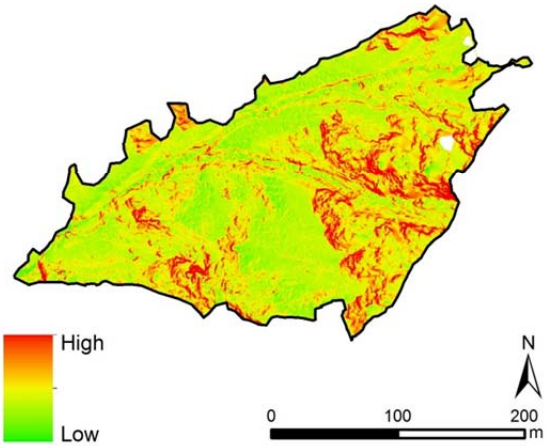
AREA E - DENSITÀ FOTOGRAMM.



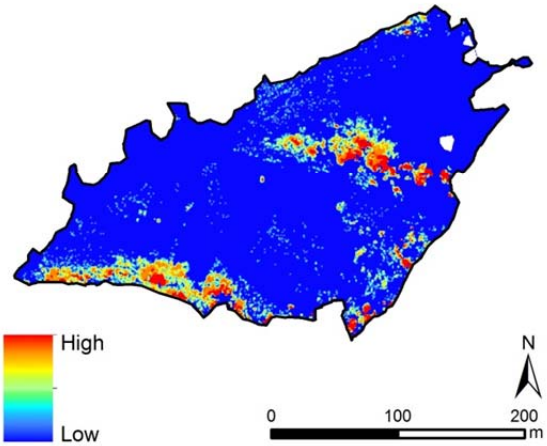
AREA E - DENSITÀ TLS



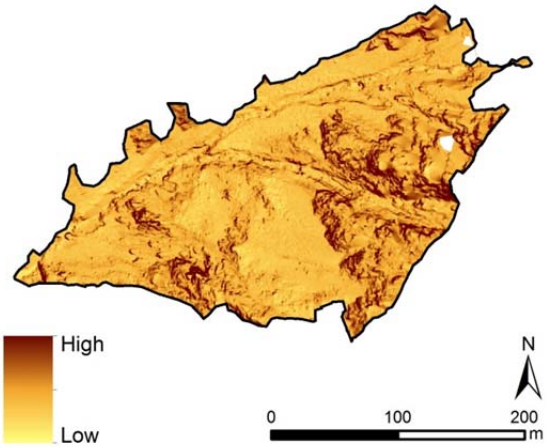
AREA E - PENDENZA



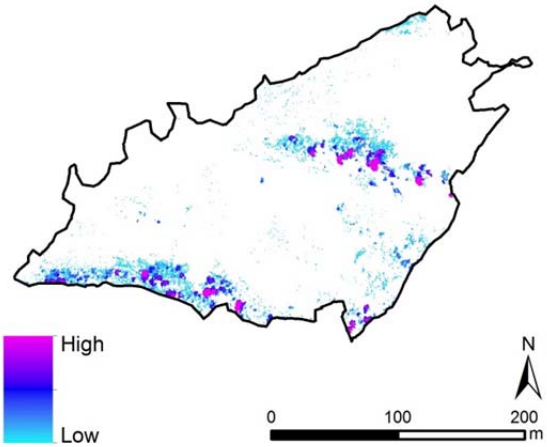
AREA E - VEGETATION NOISE



AREA E - SCABREZZA TOPOGRAFICA



AREA E - MAX ALTEZZA VEGETAZIONE



BIBLIOGRAFIA

Abramo, E., Barilotti, A., Sepic, F., 2007. Dalla dendrometria diametrica alla dendrometria ipsometrica: stima del volume degli alberi da rilievi laser-scanning. Forest@ 4 (4), 373-385.

Abramov, O., McEwen, A., 2004. Technical note: An evaluation of interpolation methods for Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data. International Journal of Remote Sensing 25, 669-676.

Agisoft, 2012. Agisoft PhotoScan User Manual: Professional Edition, Version 0.9.0.

Alba, M., Scaioni, M., 2010. Automatic detection of changes and deformation in rock faces by terrestrial laser scanning. International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences (IAPRSSIS), Vol. XXXVIII, Part 5. Commission V Symposium, Newcastle upon Tyne, UK, 11-16.

Alberti, G., Boscutti, F., Pirotti, F., Bertacco, C., De Simon, G., Sigura, M., Cazorzi, F., Bonfanti, P., 2013. A LiDAR-based approach for a multi-purpose characterization of Alpine forests: an Italian case study. iForest 6, 156-168.

Arattano, M., Mortasa, G., Deganutti, A.M., Marchi, L., 1996. Esperienze di monitoraggio delle colate detritiche nel Torrente Moscardo (Alpi Carniche). Supplemento a GEAM – Geoingegneria Ambientale e Mineraria, Anno 33, 2-3, 33-43.

Arattano, M., Deganutti, A.M., Marchi, L., 1997. Debris flow monitoring activities in an instrumented watershed of the Italian Alps. In: Chen, C. (Ed.), Proceedings, First International Conference on Debris-flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Water Resources Engineering Division/ASCE, New York, 506-515.

Arattano, M. , Franzi, L., 2004. Analysis of different water-sediment flow processes in a mountain torrent. Natural Hazards and Earth System Science, 4 (5-6), 783-791.

Arattano, M., Marchi, L., 2000. Video-derived velocity distribution along a debris-flow surge. Physics and Chemistry of the Earth, Part B 25 (8), 781-784.

Arattano, M., Marchi, L., 2005. Measurements of debris flow velocity through cross-correlation of instrumentation data. Natural Hazards and Earth System Sciences 5 (1), 137-142.

Arattano, M., Marchi, L., 2008. Systems and sensors for debris-flow monitoring and warning. Sensors 8, 2436-2452.

Arattano, M., Marchi, L., Cavalli, M. 2012. Analysis of debris-flow recordings in an instrumented basin: confirmations and new findings. Natural Hazards and Earth System Science, 12 (3), 679-686.

Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2007. Identification and mapping of recent rainfall-induced landslides using elevation data collected by airborne LiDAR. Natural Hazards and Earth System Sciences 7(6), 637-650.

Ashmore, P.E., Church,M., 1998. Sediment transport and river morphology: a paradigm for study. In: Klingeman, P.C., Beschta, R.L., Komar, P.D., Bradley, J.B. (Eds.), Gravelbed Rivers in the Environment. Water Res. Pubs, CO, 115-148.

Balletti, C., 2010. Il rilievo fotogrammetrico. IUAV - Istituto Universitario di Architettura di Venezia - Facoltà di Architetture (consultato: 06/11/2013). Disponibile all'indirizzo: http://circe.iuav.it/labfot/balletti%20web/RIL_RAP/pdf_lezioni/dispensa1_rilievo%20fotogrammetrico_da%20aggiornare.pdf

Baltsavias, E.P., 1999. A comparison between photogrammetry and laser scanning. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing 54, 83-94.

Barilotti, A., Beinat, A., Fico, B., Sossai, E., 2006. Produzione e verifica di DTM da rilievi LiDAR aerei su aree montane ricoperte da foresta. Relazione al Convegno Nazionale SIFET 2006 "Le nuove frontiere della rappresentazione 3D", Castellaneta Marina TA, 14-16/06/2006.

Bartolucci, D., 2009. Principi di laser scanning 3D. Dario Flaccovio Editore, Palermo, 135 pp.

Bater, C.W., Coops, N.C., 2009. Evaluating error associated with lidar-derived DEM interpolation. Computers & Geosciences 35, 289-300.

Beinat, A., Crosilla, F., 2003. Tecniche avanzate di allineamento di scansioni laser. In: La tecnica del laser scanning – Teoria ed applicazioni. CISM – International Centre for Mechanical Sciences. Collana di Geodesia e Cartografia, Udine.

Besl, P., McKay, N., 1992. A method for registration of 3-D shapes. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence 14, 239-256.

Bischetti, G.B., Chiaradia, E.A., Epis, T., Morlotti, E. 2009. Root cohesion of forest species in the Italian Alps. Plant Soil 324: 1-2, 71-89.

Bischetti, G.B., D'Agostino, V., 2010. Sistemazioni Idraulico Forestali: Indirizzi per gli interventi. Quaderni della Ricerca 116, giugno 2010. Regione Lombardia, 66 pp.

Bishop, M.P., Shroder, J.F., 2004. Geographic Information Science and Mountain Geomorphology. Springer, 486 pp.

Bitelli, G., Dubbini, M., Zanutta, A., 2004. Terrestrial laser scanning and digital photogrammetry techniques to monitor landslide bodies. International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences 35, 246-251.

Blasone, G., 2010. Analisi integrate dell'efficacia della vegetazione nella stabilità del suolo sui versanti. Tesi di Laurea. Università degli Studi di Udine, Udine.

Bornaz, L., 2004. Principi di funzionamento e tecniche di acquisizione. In: La tecnica del laser scanning – Teoria ed applicazioni. CISM – International Centre for Mechanical Sciences. Collana di Geodesia e Cartografia, Udine, 1-18.

Bovis, M.J., Jakob, M, 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. Earth Surface Landforms and Processes 24 (11), 1039-1054.

Brasington, J., Rumsby, B.T., McVey, R.A., 2000. Monitoring and modeling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. Earth Surface Processes and Landforms 25, 973-990.

Brasington, J., Langham, J., Rumsby, B., 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. Geomorphology 53, 299-316.

Bremer, M., Sass, O., 2012. Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. Geomorphology 138, 49-60.

Brewer, P.A., Passmore, D.G., 2002. Sediment budgeting techniques in gravel bed rivers. In: Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences. Special Publication 191, Frostick, L. & S.J. (Ed.), Geological Society, London, 97-113.

Brochot, S., Marchi, L., Lang, M., 2002. L'estimation des volumes des laves torrentielles: mèthodes disponibles et application au torrent du Poucet (Savoie). Bulletin of Engineering Geology and the Environment 61, 389-402.

Brown, M., Lowe, D.G., 2007. Automatic Panoramic Image Stitching using Invariant Features. International Journal of Computer Vision 74, 59-73.

Buckley, S.J., Mitchell, H.L., 2004. Integration, validation and point spacing optimisation of digital elevation models. The Photogrammetric Record 19, 277-295.

Buckley, S.J., Howell, J.A., Enge, H.D., Kurz, T.H., 2008. Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. Journal of the Geological Society 165, 625-638.

Buckley ,S.J., Schwarz, E., Terlaky, V., Howell, J.A., Arnott, R.W.C., 2009. Terrestrial laser scanning combined with photogrammetry for digital outcrop modelling. International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences 38 (B3), 75-80.

Caine, N., 1980. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. Geografiska Annaler 62A (1-2), 23-27.

Cannarozzo, R., Cucchiarini, L., Meschieri, W., 2012. Misure, rilievo, progetto. Zanichelli editore, Bologna. Estensione online del corso in 3 volumi (consultato: 07/11/2013). Disponibile all'indirizzo: http://online.scuola.zanichelli.it/cannarozzomisure

Carturan, L., Baldassi, A., Bondesan, A., Calligaro, S., Carton, A., Cazorzi, F., Dalla Fontana, G., Francese, R., Guarnieri, A., Milan, N., Moro, D., Tarolli, P., 2013. Current Behaviour and Dynamics of the Lowermost Italian Glacier (Montasio Occidentale, Julian Alps). Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 95, 79-96.

Casella, V., 2003. Introduzione al laser scanning aereo. In: La tecnica del laser scanning – Teoria ed applicazioni. Crosilla, F. e Galletto, R., (a cura di) CISM, Udine, 1-37.

Cavalli, M., 2009. Caratterizzazione idrologica e morfologica dei bacini montani mediante scansione laser da aeromobile. PhD Thesis, Università degli Studi di Padova, Padova.

Cavalli, M., Marchi, L., 2008. Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR. Natural Hazards and Earth System Science 8, 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 73(3), 249-260.

Cavalli, M., Tarolli, P., 2011. Applicazione della tecnologia LiDAR per lo studio dei corsi d'acqua – Application of LiDAR technology for rivers analysis. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue 1, 33-44.

Cazorzi, F., De Luca, A., 2006. Utilizzo di dati LiDAR per la simulazione dell'impatto della viabilità forestale sulla stabilità dei versanti. In: linee-guida per la mitigazione del rischio idrogeologico – progetto F.R.A.N.E. – Regione Autonoma F.V.G. – Servizio territorio montano e manutenzioni, Udine, 95-102.

Cazorzi, F., Merci, A. 2008. Studio per lo sviluppo di nuovi criteri tecnici e normativi per il riordino del vincolo idrogeologico. Terzo Stralcio Funzionale. Relazione Conclusiva. Università degli Studi di Udine, Dipartimento di Scienze Agrarie ed Ambientali. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia – Direzione Regionale delle Risorse Agricole, Naturali, Forestali e Montagna – Servizio Selvicoltura e Antincendio Boschivo.

Cazorzi, F., Gottardo, E., Merci, A., 2008. Nuovi criteri tecnici per il riordino del vincolo idrogeologico. Rassegna Tecnica del Friuli Venezia-Giulia 5, 11-14.

Chandler, J.H., 1999. Effective application of automated digital photogrammetry for geomorphological research. Earth Surface Processes and Landforms 24(1), 51-63.

Chen, Y., Medioni, G., 1991. Object modeling by registration of multiple range images. Image and Vision Computing 10, 145-155.

Clark, G.M., 1987. Debris slide and debris flow historical events in the Appalachians south of the glacial border. In: Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation. J.E. Costa and G.F. Wieczorek (Eds.), Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, VII, 63-80.

Coe, J.A., Glancy, P.A., Whitney, J.W., 1997. Volumetric analysis and hydrologic characterization of a modern debris flow near Yucca Mountain, Nevada. Geomorphology 20 (1-2), 11-28.

Coussot, P., 1992. Rheology of Debris Flows – Study of Concentrated Dispersions and Suspensions. PhD Thesis, INPG, Grenoble, France.

Coussot, P., Meunier, M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. Earth-Science Reviews 40, 209-227.

Coussot, P., Laigle, D., Arattano, M., Deganutti, A., Marchi, L., 1998. Direct Determination of Rheological Characteristics of Debris Flow. Journal of Hydraulic Engineering 124 (8), 865-868.

Coveney, S., Stewart Fotheringham, A., Charlton, M., McCarthy, T., 2010. Dual-scale validation of a medium-resolution coastal DEM with terrestrial LiDAR DSM and GPS. Computers & Geosciences 36, 489-499.

Crosilla, F., Galetto, R., 2004. La tecnica del laser scanning – Teoria ed applicazioni. CISM – International Centre for Mechanical Sciences. Collana di Geodesia e Cartografia, 184 pp.

D'Agostino, V., Tecca, P., 2006. Some considerations on the application of the FLO-2D model for debris flow hazard assessment. In: First Int. Conf. on Monitoring, simulation, prevention and remediation of Dense and Debris Flows, Rodi, 7-9/06/2006, WITpress, Southampton, 159-170.

Day, S.S., Gran, K.B., Belmont, P., Wawrzyniec, T., 2013. Measuring bluff erosion part 1: terrestrial laser scanning methods for change detection. Earth Surface Processes and Landforms 38 (10), 1055-1067.

De Luca, L., 2011. La fotomodellazione architettonica – Rilievo, modellazione, rappresentazione di edifici a partire da fotorgrafie. Dario Flaccovio Editore, 264 pp.

Debevec, P.E., 1996. Modeling and Rendering Architecture from Photographs. PhD Thesis, University of California at Berkeley, Berkeley.

Deganutti, A. M., Marchi, L., Arattano, M., 2000. Rainfall and debris-flow occurrence in the Moscardo basin (Italian Alps). In: Wieczorek, G., Naeser, N. (Eds.), Proceedings, Second International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. A.A. Balkema, Rotterdam, 67-72.

DeLong, S.B., Prentice, C.S., Hilley, G.E., Ebert, Y., 2012. Multitemporal ALSM change detection, sediment delivery, and process mapping at an active earthflow. Earth Surface Processes and Landforms 37, 262-272.

Dini, M., Nardin, G., Marchi, L., Silvano, S., 2004. Progetto Interreg III Spazio Alpino "Mitigation of hydro-geological risk in alpine catchments" (CATCHRISK) Work Package 3, Alluvial fan flooding – Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Servizio per il Territorio Montano e per le Manutenzioni. Relazione relativa alla FASE 3 del programma di lavoro: raccolta dati da fonti storiche riguardanti eventi alluvionali, unpublished report.

Dini, M., Selleroni, J., 2005. I bacini campione. In: La prevenzione del rischio idrogeologico nei piccoli bacini montani della regione: esperienze e conoscenze acquisite con il progetto CATCHRISK. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia – Direzione centrale delle risorse agricole, naturali, forestali e montagna – Servizio territorio montano e manutenzioni, 19-44.

Dini, M., 2011. Interventi di salvaguardia ambientale del bacino idrografico del torrente Moscardo in comune di Paluzza (UD) – Progetto esecutivo – Allegato n. 4 – Relazione geologico-tecnica. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia – Direzione centrale risorse rurali, agroalimentari e forestali – Servizio Gestione Territorio Rurale e Irrigazione – Struttura tecnico amministrativa di Tolmezzo (UD).

Fencik, R., Vajsablova, M., Vanikova, E., 2005. Comparison of interpolating methods of creation of DEM. In 16th Cartographic Conference, University of Defence Press: Brno, Czech Republic, 77-87.

Frankel, K.L., Dolan, J.F., 2007. Characterizing arid region alluvial fan surface roughness with airborne laser swath mapping digital topographic data. Journal of Geophysical Research 112, F02025.

Fuller, I.C., Large, A.R.G., Charlton, M.E., Heritage, G.L., Milan, D.J., 2003. Reach-scale sediment transfers: an evaluation of two morphological budgeting approaches. Earth Surface Processes and Landforms 28, 889-903.

Galletto, R., Spalla, A., 2013. Lezioni di Topografia. Università degli Studi di Pavia – Dipartimento di Ingegneria Edile e del Territorio (consultato: 07/11/2013). Disponibile all'indirizzo: http://geomatica.unipv.it/spalla/

Gentile, F., Bisantino, T., Liuzzi, G.T., 2008. Debris-flow risk analysis in south Gargano watersheds (Southern-Italy). Natural Hazards 44, 1-17.

Gentile, F., Elia, G., Elia, R., 2010. Analysis of the stability of slopes reinforced by roots. WIT Transactions on Ecology and the Environment 138, 189-200.

Girardeau-Montaut, D., Roux, M., Marc, R., Thibault, G., 2005. Change detection on points cloud data acquired with a ground laser scanner. International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences 36, W19.

Glenn, N.F., Streutker, D.R., Chadwick, D.J., Thackray, G.D., Dorsch, S.J., 2006. Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. Geomorphology 73, 131-148.

Gold, R.D., 2004. A Comparative Study of Aerial Photographs and LiDAR Imagery for Landslide Detection in the Puget Lowland, Washington. Washington Division of Geology and Earth Resources Open file report 2004-2006, 66 pp.

Gregoretti, C., Degetto, M., 2013. Debris Flow Modelling Tool on AdB-ToolBox GIS – User Manual – version 6.6. PARAmount Project. Improved Accessibility: Reliability and security of Alpine transport infrastructure related to mountainous hazards in a changing climate.

Guarnieri, A., Vettore, A., 2007. Tecniche di registrazione. In: Sistemi a scansione per l'architettura e il territorio. Sacerdote, F., Tucci, G. (a cura di), Alinea Editrice, Firenze, 29-56.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C.P., 2008. The rainfall intensity duration control of shallow landslides and debris flows: an update. Landslides 5, 3-17.

Haneberg, W.C., Creighton, A.L., Medley, E.W., Jonas, D.A., 2005. Use of LiDAR to assess slope hazards at the Lihir gold mine, Papua New Guinea. In: Proceedings, International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, British Columbia, May-June 2005.

Haugerud, R.A., Harding, D.J., Johnson, S.Y., Harless, J.L., Weaver, C.S., Sherrod, B.L., 2003. High-resolution LiDAR topography of the Puget Lowland. Washington: GSA Today 13 (6), 4-10.

Hengl, T., Evans, I.S, 2009. Mathematical and Digital Models of the Land Surface. In: Geomorphometry – Concepts, Software, Applications. Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.), Developments in Soil Science Volume 33, Elsevier, 31-64.

Hengl, T., Reuter, H.I.E., 2009. Geomorphometry: Concepts, Software, Applications, 33. Elsevier, Amsterdam.

Heritage, G., Hetherington, D., 2007. Towards a protocol for laser scanning in fluvial geomorphology. Earth Surface Processes and Landforms 32, 66-74.

Hodgson, M.E., Jensen, J., Schmidt L., Schill, S., Davis, B., 2003. An evaluation of LiDAR- and IFSAR-derived digital elevation models in leaf-on conditions with USGS Level 1 and Level 2 DEMs. Remote Sensing of Environment 84, 295-308.

Hodgson, M.E., Bresnahan, P., 2004. Accuracy of airborne lidar-derived elevation: Empirical assessment and error budget. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing 70(3), 331-339.

Höhle, J., Höhle, M., 2009. Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods. ISPRS Journal oh Photogrammetry and Remote Sensing 64, 398-406.

Höhle, J., Potuckova, M., 2011. Assessment of the Quality of Digital Terrain Models. European Spatial Data Research, Official Publication n. 60.

Hungr, O., Morgan, G.C., Kellerhals, R., 1984. Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. Canadian Geotechnical Journal 21, 663-677.

Hutchinson, M.F., Gallant, J.C., 2000. Digital Elevation Models and Representation of Terrain Shape. In: Terrain Analysis. Principles And Applications. Wilson, J.P. & Gallant, J.C. (Ed.), New York, John Wiley & Sons, 29-50.

IRPI, 2013. Bacino Idrografico del Torrente Moscardo (consultato: 08/09/2013). Disponibile all'indirizzo: http://www.irpi.to.cnr.it/?page=moscardo

Jakob, M., 2005. Debris-flow hazard analysis. In: Debris-flow Hazards and Related Phenomena. Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), Springer, Berlin, 411-443.

Jakob, M., Owen, T., Simpson, T., 2012. A regional real-time debris-flow warning system for the District of North Vancouver, Canada. Landslides 9, 165-178.

Jang J.S.R., Gulley N., 2007. Fuzzy Logic Toolbox 2: User Guide, Matlab, Matlab, Natick, MA, 299 pp. (consultato: ottobre 2012). Disponibile all'indirizzo: http://www.mathworks.com/access/helpdesk/help/pdf_doc/fuzzy/fuzzy.pdf

Johnson, P.A., McCuen, R.H., 1996. Mud and Debris Flows. In: Hydrology of Disasters. Edited by Singh V.P., Kluwer Academic Publishers, 161-181.

Klir, G.J., Yuan, B., 1995. Fuzzy Sets and Fuzzy Logic: Theory and Applications. Prentice Hall: Upper Saddle River, NJ.

Kolecka, N., 2011. Photo-based 3D scanning vs. laser scanning – competitive data acquisition methods for digital terrain modelling of steep mountain slopes. ISPRS Archives, XXXVIII-4/W19, 203-208.

Kronfellner-Kraus, G., 1985. Quantitative estimation of torrent erosion. International Symposium on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention, Tskuba, Japan, 107-110.

Lane, S.N., Chandler, J.H., Richards, K.S., 1994. Developments in Monitoring and Modeling Small-Scale River Bed Topography. Earth Surface Processes and Landforms 19 (4), 349-368.

Lane, S.N., Westaway, R.M., Murray Hicks, D., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. Earth Surface Processes and Landforms 28, 249-271.

Lowe, D., 2004. Distinctive image features from scale-invariant key-points. International Journal of Computer Vision 60 (2), 91-110.

Magirl, C.S., Webb, R.H., Griffiths P.G., 2005. Changes in the water surface profile of the Colorado River in Grand Canyon, Arizona, between 1923 and 2000. Water Resources Research 41, W05021.

Mao, L., Cavalli, M., Comiti, F., Marchi, L., Lenzi, M.A., Arattano, M., 2009. Sediment transfer processes in two Alpine catchments of contrasting morphological settings. Journal of Hydrology 364, 88-98.

Marcato, G., Mantovani, M., Pasuto, A., Zabuski, L., Borgatti, L., 2012. Monitoring, numerical modelling and hazard mitigation of the Moscardo landslide (Eastern Italian Alps). Engineering Geology 128, 95-107.

Marchi, L., 2006a. Determinazione dei volumi e delle portate di picco delle colate detritiche. In: F.R.A.N.E. – Foreste: Recupero Ambientale Naturalistico Ecologico. Linee-guida per la mitigazione del rischio idrogeologico. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia – Direzione

centrale delle risorse agricole, naturali, forestali e montagna – Servizio territorio montano e manutenzioni.

Marchi, L., 2006b. Comprensione dei meccanismi del trasporto solido in ambiente montano. In: Atti della giornata di studio: Il rilievo geomorfologico dei corsi d'acqua, la loro evoluzione e stima del trasporto solido. Provincia di Udine, Udine, 01/12/2006.

Marchi, L., Arattano, M., Deganutti, A.M., 2002. Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). Geomorphology 46, 1-17.

Marchi, L., Arattano, M., Dini, M., 2004. Benefits of long-term monitoring in instrumented basins. ERB2004 – Euromediterranean Conference, Turin, Italy, 13-17/10/2004, 278-283.

Marchi, L., D'Agostino, V., 2004. Estimation of debris-flow magnitude in the Eastern Italian Alps. Earth Surface Processes and Landforms 29, 207-220.

Marchi, L., Cavalli, M., 2005. Riconoscimento dei processi torrentizi in area di conoide e scenari di intensità. In: La prevenzione del rischio idrogeologico nei piccoli bacini montani della regione: esperienze e conoscenze acquisite con il progetto CATCHRISK. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia – Direzione centrale delle risorse agricole, naturali, forestali e montagna – Servizio territorio montano e manutenzioni, 113-144.

Marchi, L., Dalla Fontana, G., 2005. GIS morphometric indicators for the analysis of sediment dynamics in mountain basins. Environmental Geology 48, 218-228.

Marinelli, O., 1898. Studi orografici nelle Alpi Orientali. Memorie della Società Geografica Italiana, vol. VIII, parte II.

Martin, Y., Church, M., 1995. Bed-Material Transport Estimated from Channel Surveys - Vedder River, British-Columbia. Earth Surface Processes and Landforms 20 (4), 347-361.

Marzolff, L., Poesen, J., 2009. The potential of 3D gully monitoring with GIS using high-resolution aerial photography and a digital photogrammetry system. Geomorphology 111, 48-60.

Matthews, N.A., 2008. Aerial and Close-Range Photogrammetric Technology: Providing Resource Documentation, Interpretation, and Preservation. Technical Note 428. U.S. Department of the Interior, Bureau of Land Management, National Operations Center, Denver, Colorado, 42 pp.

May, C., 2002. Debris flows through different forest age classes in the Central Oregon Coast Range. Journal of the American Water Resources Association 38 (4), 1097-1113.

McKean, J., Roering, J., 2004. Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. Geomorphology 57, 331-351.

Milan, D.J., Heritage, G.L., Hetherington, D., 2007. Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. Earth Surface Processes and Landforms 32, 1657-1674.

Milan, D.J., Heritage, G.L., Large, A.R.G., Fuller, I.C., 2011. Filtering spatial error from DEMs: Implications for morphological change estimation. Geomorphology 125, 160-171.

Mizuyama, T., Kobashi, S., Ou, G., 1992. Prediction of debris flow peak discharge. International Symposium Interpraevent 1992, Bern, vol. 4, 99-108.

Montgomery, D.R., Foufoula-Georgiou, E., 1993. Channel Network Source Representation Using Digital Elevation Models. Water Resources Research 29 (12), 3925-3934.

Montgomery, D.R., Schmidt, K.M., Greenberg, H.M., Dietrich,W.E., 2000. Forest clearing and regional landsliding. Geology 28 (4), 311-314.

Moore, I.D., Grayson, R.B., Ladson, A.R., 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. Hydrological Processes 5, 3-30.

Moscariello, A., Marchi, L., Maraga, F. Mortara G., 2002. Alluvial fan activity on the Italian Alps: sedimentary facies and processes. In: Martini, I.P., Baker, V.R., Garzon, G. (Eds), Flood and Megaflood Deposits: Recent and Ancient Examples, Blackwell Science, Oxford (UK), 141-166.

Osmer, 2013. Archivio dati meteorologici (consultato: 04/02/2013). Disponibile all'indirizzo: http://www.osmer.fvg.it/

Pack, R.T., Tarboton, D.G., Goodwin, C.N., 1998. The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping, 8th Congress of the International Association of Engineering Geology, Vancouver, British Columbia, Canada.

Panissod, F., Bailly, J.S., Durrieu, S., Jacome, A., Mathys, N., Cavalli, M., Puech, C., 2009. Qualification de modèles numériques de terrain lidar pour l'étude de l'érosion: Application aux badlands de Draix. Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection 192, 50-57.

Perroy, R.L., Bookhagen, B., Asner, G.P., Chadwick, O.A., 2010. Comparison of gully erosion estimates using airborne and ground-based LiDAR on Santa Cruz Island, California. Geomorphology 118, 288-300.

Pesci, A., Fabris, M., Conforti, D., Loddo, F., Baldi, P., Anzidei M., 2007. Integration of ground based Laser scanner and Aerial Digital Photogrammetry for topographic modelling of Vesuvius volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research 162, 123-138.

Phillips, C.J., Davies, T.R.H., 1991. Determining rheological parameters of debris flow material. Geomorphology 4 (2), 101-110.

Piermattei, L., 2013. Analisi comparativa di software di orientamento automatico per creare modelli tridimensionali. Report non pubblicato, 25 /06/2013, pp. 52.

Pierson, T.C., 1986. Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. In: Hillslope Processes. Edited by Abrahams A.D., Allen & Unwin, 269-296.

Pierson, T.C., Costa, J.E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation. J.E. Costa and G.F. Wieczorek (Eds.), Geological Society of America Reviews in Engineering Geology VII, 1-12.

Pike, R.J., 1995. Geomorphometry — progress, practice, and prospect. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 101, 221-238.

Pike, R.J., Evans, I.S., Hengl, T., 2009. Geomorphometry: A Brief Guide. In: Geomorphometry – Concepts, Software, Applications. Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.), Developments in Soil Science Volume 33, Elsevier, 3-30.

Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models. Hydrological Processes 5, 59-79.

Rasemann, S., Schmidt, J., Schrott, L., Dikau, R., 2004. Geomorphometry in mountain terrain. In: Bishop, M.P., Shroder, J.F. (Eds.), GIS & Mountain Geomorphology. Springer, Berlin, 101-145.

Ravanel, L., Curtaz, M., 2011. Terrestrial Laser Scanning / Terrestrial Photogrammetry. Permanet – Permafrost long-term monitoring network, method sheet – WP6 Permafrost and Natural Hazards – Action 6.1 – Comparison of methods, 5 pp.

Riegl, 2009. Operating & Processing Software Riscan Pro for RIEGL 3D Laser Scanners. Version 1.5.0sp1. Riegl LMS.

Rinaudo, F., 2007. Principi di funzionamento e tecniche di acquisizione. In: Sistemi a scansione per l'architettura e il territorio. Sacerdote, F., Tucci, G. (a cura di), Alinea Editrice, Firenze, 15-28.

Rosser, N.J., Petley, D.N., Lim, M., Dunning, S.A., Allisone, R.J., 2005. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 38, 363-375.

Scheidl, C., Rickenmann, D., Chiari, M., 2008. The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. Natural Hazards and Earth System Sciences 8, 1113-1127.

Schulz, W.H., 2007. Landslide susceptibility revealed by LiDAR imagery and historical records, Seattle, Washington, Engineering Geology 89 (1-2), 67-87.

Schürch, P., Densmore, A.L., Rosser, N.J., Lim, M., McArdell, B.W., 2011. Detection of surface change in complex topography using terrestrial laser scanning: application to the Illgraben debris-flow channel. Earth Surface Processes and Landforms 36, 1847-1859.

Sibson, R., 1981. A brief description of natural neighbor interpolation. In: Barnet, V. (Ed.), Interpreting Multivariate Data. Wiley, New York, 21-36.

Sidle, R.C., Pearce, A.J., O'Loughlin, C.L., 1985. Hillslope stability and land use. Water resources monograph, American Geophysical Union, 11. Washington D.C., 141 pp.

Smith, M.W., Cox, N.J., Bracken, L.J., 2011. Terrestrial laser scanning soil surfaces: a field methodology to examine soil surface roughness and overland flow hydraulics. Hydrological Processes 25, 842-860.

Sofia, G., Tarolli, P., Cazorzi, F., Dalla Fontana, G., 2011. An objective approach for feature extraction: Distribution analysis and statistical descriptors for scale choice and channel network identification. Hydrology and Earth System Sciences 15, 1387-1402.

Spalletta, C., Vai, G.B., Venturini, C., 1979. Il Flysch ercinico nella geologia dei monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). Memorie della Società Geologica Italiana 20, 243-265.

Spreafico, M., Lehmann, Ch., Naef, O., 1999. Recommandations concernant l'estimation de la charge sédimentaire dans les torrents. Groupe de travail pour l'hydrologie opérationnelle, Berne, 48 pp.

Staley, D.M., Kean, J.W., Cannon, S.H., Schmidt, K.M., Laber, J.L., 2013. Objective definition of rainfall intensity-duration thresholds for the initiation of post-fire debris flows in southern California. Landslides 10, 547-562.

Stefanelli, P., 2005. Mitigazione del rischio. In: La prevenzione del rischio idrogeologico nei piccoli bacini montani della regione: esperienze e conoscenze acquisite con il progetto CATCHRISK. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia – Direzione centrale delle risorse agricole, naturali, forestali e montagna – Servizio territorio montano e manutenzioni, 171-188.

Sturzenegger, M., Stead, D., 2009. Close-range terrestrial digital photogrammetry and terrestrial laser scanning for discontinuity characterization on rock cuts. Engineering Geology 106, 163-182.

Takahashi, T., 2007. Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures. Psychology Press, 448 pp.

Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. Water Resources Research 33 (2), 309-319.

Tarolli, P., Tarboton, D.G., 2006. A new method for determination of most likely landslide initiation points and the evaluation of digital terrain model scale in terrain stability mapping. Hydrology and Earth System Sciences 10, 663-677.

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.

Taylor, J., 1997. An Introduction to Error Analysis: the Study of Uncertainties in Physical Measurements, volume Second. University Science Books, Sausalito, California, second edition, 327 pp.

Theule, J.I., Liébault, F., Loye, A., Laigle, D., Jaboyedoff, M., 2012. Sediment budget monitoring of debris-flow and bedload transport in the Manival Torrent, SE France. Natural Hazards and Earth System Science 12, 731-749.

Thouret, J.C., Vivian, H., Fabre, D., 1995. Instabilité morphodynamique d'un bassin-versant alpin et simulation d'une crise érosive (L'Eglise-Arc 1800, Tarentaise). Bulletin de la Societé Géologique de France 166 (5), 587-600.

Tropeano, D., Turconi, L., 1999. Valutazione del potenziale detritico in piccoli bacini delle Alpi Occidentali e Centrali. CNR Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica nel Bacino Padano, Torino.

Tucker, G.E., Lancaster, S.T., Gasparini, N.M., Bras, R.L., Rybarczyk, S.M., 2001. An object-oriented framework for distributed hydrologic and geomorphic modeling using triangulated irregular networks. Computers and Geosciences 27, 959-973.

Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Verstraeten, G., Vanacker, V., Moeyersons, J., Nyssen, J., Van Beek, L.P.H., 2005. The effectiveness of hillshade maps and expert knowledge in mapping old deepseated Landslides. Geomorphology 67, 351-363.

VanDine, D.F., 1996. Debris Flow Control Structures for Forest Engineering. Ministry of Forests Research Program, Working Paper 22/1996. Government of the Province of British Columbia, Vancouver, 75 pp.

Venturini, C., 2011. Alta Valle del Bût (Alpi Carniche): una storia scandita dalle acque nel tempo. SECAB Società Cooperativa, Paluzza (UD), 292 pp.

Wasklewicz, T.A., Hattanji, T., 2009. High-Resolution Analysis of Debris Flow-Induced Channel Changes in a Headwater Stream, Ashio Mountains, Japan. The Professional Geographer 61 (2), 231-249.

Wehr, A., Lohr, U., 1999. Airborne laser scanning – an introduction and overview. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 54, 68-82.

Wheaton, J.M., 2008. Uncertainty in morphological sediment budgeting of rivers. PhD Thesis, University of Southampton, Southampton.

Wheaton, J., 2011. The raster concurrency nightmare in ArcGIS – Good Practice & Work Arounds. GCD 5 / ArcGIS 10 Help. Utah State University (consultato: 06/10/2013). Disponibile all'indirizzo: http://etal.usu.edu/GCD/GCD5/GCD_GridConcurrency.pdf

Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. Earth Surface Processes and Landforms 35, 136-156.

Wilson, J.P., Gallant, J.C., 2000. Digital terrain analysis. In: Wilson, J.P., Gallant, J.C. (Eds.), Terrain analysis: principles an applications. Wiley, New York, 1-27.

Wohl, E.E., Pearthree, P.P., 1991. Debris flows as geomorphic agents in the Huachuca Mountains of southeastern Arizona. Geomorphology 4, 273-292.

Wood, J.D., 1996. The geomorphological characterisation of digital elevation models, PhD Thesis, University of Leicester, UK.

Wilson, J.P., Gallant, J.C., 2000. Digital Terrain Analysis. In: Terrain Analysis: Principles And Applications. Wilson, J.P. & Gallant, J.C. (Ed.), John Wiley & Sons, New York, 1-27.

Yilmaz, H.M., 2007. The effect of interpolation methods in surface definition: an experimental study. Earth Surface Processes and Landforms 32, 1346-1361.