

**Alma Mater Studiorum – Università di Bologna**

**DOTTORATO DI RICERCA IN  
SCIENZE DELLA TERRA, DELLA VITA E DELL'AMBIENTE**

**Ciclo XXXII**

**Settore Concorsuale di afferenza: 04/A3**

**Settore Scientifico disciplinare: GEO/04**

**UN APPROCCIO MULTISCALE ALLE DINAMICHE  
FLUVIALI DI ALVEI MONTANI**

**Presentata da: Mariateresa Balzano**

**Coordinatore Dottorato**

**Prof. Giulio Viola**

**Supervisore**

**Prof. Francesco Brardinoni**

**Esame finale anno 2020**

*“Gli esami non finiscono mai” Eduardo De Filippo*

Accrescere il vostro orgoglio  
è una vittoria per me

Alla mia famiglia con amore

## *Abstract*

Questo lavoro di tesi è finalizzato allo studio delle morfodinamiche fluviali in ambiente montano, in risposta a forzanti antropiche e naturali. In particolare, si prendono in considerazione sistemi Appenninici (i.e., Fiume Santerno) e Alpini (i.e., Rii Grigno, Tolvà e Ussaia), integrando due approcci che si sviluppano su scale spazio-temporali differenti.

Nel caso Appenninico vengono esaminati i cambiamenti planimetrici dell'alveo attivo del Fiume Santerno in risposta ad impatti antropici, quali l'estrazione di inerti in alveo, la costruzione di opere idrauliche e l'alterazione di uso del suolo a scala di bacino. I cambiamenti vengono analizzati a scala pluridecennale (periodo 1954-2014) lungo un segmento vallivo (32,5 km) meandriforme a ramo singolo, adottando come variabile dipendente l'ampiezza dell'alveo attivo (*active channel width*). I risultati dell'analisi storica indicano indirettamente una riduzione progressiva del flusso di sedimento in transito ad opera del forte impatto antropico. In particolare, successivamente ad una fase di restringimento del canale attivo (periodo 1954-2011) associata a intense e prolungate estrazioni di sedimento in alveo, protrattesi dal secondo dopoguerra fino agli inizi degli anni '80, non si osserva una tendenza significativa al riallargamento. Ciò contrasta con le tendenze storiche riscontrate altrove in alvei Alpini e Appenninici non confinati di pianura, in cui dagli anni '90 viene documentato un cospicuo riallargamento dell'alveo; dunque suggerendo modi e tempi diversi di risposta al disturbo antropico da parte dei sistemi fluviali montani come il Fiume Santerno.

Nei tre casi Alpini, che si differenziano in termini di forzante idro-meteorologica ed apporto di sedimento da monte, si è valutato il trasporto solido di fondo (*bedload transport*) mediante tecnologia RFID. Il dato raccolto sulle distanze percorse dai traccianti, variabile dipendente principale, ha permesso di analizzare le dinamiche del trasporto solido di fondo a scala del singolo evento idro-meteorologico (o multiplo) nel periodo 2014-2016, in tratti (lunghezza compresa tra 200 e 300 m) dominati da morfologia *step-pool*, in funzione delle portate liquide di picco.

Il flusso volumetrico di sedimento è stato quantificato nei tre siti, contrastando le condizioni idro-meteorologiche eccezionali del 2014 a quelle ordinarie del periodo 2015-2016. Nel primo caso, i siti di studio rispondono con una maggiore capacità di trasporto del materiale di fondo e con un aumento del tasso di seppellimento. Lo scioglimento nivale e l'autunno del 2014 sono state le stagioni che hanno contribuito di più in termini di volumi trasportati. In condizioni ordinarie, diminuiscono l'energia del trasporto e il seppellimento, mentre aumenta il tasso di ritrovamento.

L'aver considerato un transetto latitudinale dalla Valsugana (SE Italia) alla Val Venosta (NW Italia) ha permesso di eseguire un'analisi comparativa tra sistemi dominati da regimi idro-meteorologici differenti: da una parte di tipo pluviale (sistema Grigno-Tolvà) e dall'altra parte a

carattere nivale (Rio Strimm). I Rii Ussaia e Cordon presentano un regime dei deflussi a carattere intermedio (nivo-pluviale). Dal confronto dei volumi trasportati nei siti Alpini e nel Rio Strimm, in cui si è adottato come parametro descrittivo della capacità potenziale di trasporto lo *specific stream power* ( $\omega^*$ ), si evince una maggiore variabilità della capacità potenziale di trasporto in un sistema dominato dal regime delle piogge rispetto uno in cui domina lo scioglimento nivale. Al fine di confrontare le distanze percorse nel Rio Cordon con gli altri casi studio, menzionati sopra, si è scelto in questo caso, come parametro descrittivo delle condizioni idrologiche la portata di picco. Si registra una media correlazione positiva tra le caratteristiche idrologiche (portata di picco) e le distanze percorse dai traccianti, che decresce per i Rii Grigno e Tolvà. Inoltre, a parità di condizioni idrologiche, il Rio Cordon mobilita per distanze superiori rispetto i siti con cui si confronta.

## Sommario

<b>CAPITOLO 1</b> .....	<b>1</b>
<i>Introduzione</i> .....	<b>1</b>
<b>1.1 Metodi ed applicazioni della Geomorfologia Fluviale e scopo generale del lavoro di tesi</b> .....	<b>2</b>
<b>1.2 Generalità e scale spaziali e temporali nella Geomorfologia Fluviale</b> .....	<b>5</b>
<b>1.3 Studio delle tendenze evolutive morfologiche fluviali: scala decennale e del segmento</b> .....	<b>9</b>
<b>1.4 Studio del trasporto solido di fondo: scala del singolo evento e di tratto</b> .....	<b>13</b>
<b>CAPITOLO 2</b> .....	<b>20</b>
<i>Area di studio</i> .....	<b>20</b>
<b>2.1 Contesto Appenninico: il Fiume Santerno</b> .....	<b>21</b>
<b>2.1.1 Inquadramento Geografico e Geologico</b> .....	<b>21</b>
<b>2.1.2 Inquadramento climatico</b> .....	<b>24</b>
<b>2.1.3 Storia del problema: estrazione di ghiaia e sabbia in alveo</b> .....	<b>25</b>
<b>2.1.4 Segmento vallivo di studio</b> .....	<b>27</b>
<b>2.2 Siti Alpini</b> .....	<b>30</b>
<b>2.2.1 Inquadramento Geografico e Geologico</b> .....	<b>30</b>
<b>2.2.1.2 Il bacino Ussaia</b> .....	<b>34</b>
<b>2.2.2 Inquadramento climatico</b> .....	<b>37</b>
<b>2.2.2.1 Caratterizzazione climatica: periodo 1990-2018</b> .....	<b>39</b>
<b>2.2.2.2 Caratterizzazione climatica: periodo 2014-2016</b> .....	<b>40</b>
<b>2.2.3 Siti di monitoraggio</b> .....	<b>43</b>
<b>2.2.3.1 Il sistema Grigno-Tolvà</b> .....	<b>45</b>
<b>2.2.3.2 Il Rio Ussaia</b> .....	<b>48</b>
<b>2.2.3.3 Distribuzione granulometrica dei siti monitorati</b> .....	<b>49</b>
<b>CAPITOLO 3</b> .....	<b>51</b>
<i>Metodi</i> .....	<b>51</b>
<b>3.1 Studio dei trend evolutivi del Fiume Santerno: ampiezza dell'alveo attivo, opere in alveo e uso del suolo</b> .....	<b>52</b>
<b>3.1.1 Raccolta dei dati storici ed attuali sulle opere di alterazione della continuità longitudinale</b> .....	<b>52</b>
<b>3.1.2 Osservazioni di immagini telerilevate</b> .....	<b>53</b>
<b>3.1.3 Suddivisione del segmento di studio in tratti a morfologia omogenea</b> .....	<b>53</b>
<b>3.1.4 Mappatura del canale attivo</b> .....	<b>54</b>
<b>3.1.4.1 Calcolo della larghezza del canale attivo</b> .....	<b>54</b>
<b>3.1.5 Possibili fonti di errore</b> .....	<b>55</b>
<b>3.1.6 Analisi multitemporale di uso del suolo a scala di bacino</b> .....	<b>56</b>
<b>3.2 Monitoraggio del trasporto solido al fondo</b> .....	<b>57</b>
<b>3.2.1 Analisi della serie temporale delle precipitazioni</b> .....	<b>58</b>

3.2.2 Parametri caratteristici del flusso idrico .....	61
3.2.3 Tecnica del particle tracking .....	61
3.2.4 Calcolo volumetrico del trasporto solido di fondo .....	71
3.2.5 Flusso competente, velocità virtuale e intensità del trasporto solido di fondo .....	72
3.2.6 Analisi di sensitività di soglie empiriche della portata liquida: 2 scenari .....	75
<b>CAPITOLO 4</b> .....	<b>77</b>
<i>Risultati</i> .....	<b>77</b>
<b>4.1 Risultati: variazione storica dell'ampiezza dell'alveo attivo</b> .....	<b>78</b>
4.1.1 Analisi multitemporale di uso del suolo alla scala di bacino .....	78
4.1.2 Analisi multitemporale della larghezza del canale attivo .....	81
4.1.2.1 Zona confinata .....	81
4.1.2.2 Zona semiconfinata .....	84
4.1.2.3 Zona non confinata .....	86
4.1.3 Variazione della larghezza media del canale attivo alla scala del segmento .....	88
<b>4.2 Risultati: bedload transport</b> .....	<b>92</b>
4.2.1 Distribuzione delle distanze percorse dai traccianti in funzione del regime idrologico .....	92
4.2.2 Trasporto volumetrico di fondo, tasso di rinvenimento e seppellimento .....	102
4.2.3 Confronto del trasporto volumetrico di fondo cumulativo tra i tre siti indagati .....	107
4.2.4 Variabilità del volumetric bedload transport in funzione della classe di peso dei traccianti .....	108
4.2.5 Variabilità del tasso di seppellimento in funzione della classe di peso dei traccianti .....	112
4.2.6 Soglie uniche di portata di picco per la destabilizzazione dell'alveo secondo scenari .....	115
4.2.7 Soglie di innesco del trasporto solido di fondo differenziate per classi di peso e granulometriche .....	118
4.2.8 Distribuzione delle velocità virtuali per classi di peso .....	122
4.2.9 Stima del tasso del trasporto di fondo (Qs) .....	128
<b>CAPITOLO 5</b> .....	<b>144</b>
<i>Discussione</i> .....	<b>130</b>
<b>5.1 Tendenze evolutive del tratto montano del Fiume Santerno nel contesto degli alvei non confinati Italiani</b> .....	<b>131</b>
<b>5.2 Torrenti montani: variabilità locale e diverso apporto di sedimento tra i siti</b> .....	<b>136</b>
5.2.1 Forzante idrologica del 2014 contro quella ordinaria del 2015-2016 .....	136
5.2.2 Confronto con altri casi studio .....	139
<b>CAPITOLO 6</b> .....	<b>144</b>
<i>Conclusioni e Prospettive</i> .....	<b>144</b>
<b>Bibliografia</b> .....	<b>175</b>
<b>Relazione finale</b> .....	Errore. Il segnalibro non è definito.

# CAPITOLO 1

## *Introduzione*

---

### **1.1 Metodi ed applicazioni della Geomorfologia Fluviale e scopo generale del lavoro di tesi**

La Geomorfologia Fluviale viene sinteticamente descritta come lo “studio dei processi di produzione, flusso e immagazzinamento di sedimenti nel bacino idrografico e nell’alveo fluviale nella breve, media e lunga scala temporale, e delle forme risultanti nell’alveo e nella piana inondabile” (Sear et al., 2003; Wohl, 2013). La definizione appena espressa ci aiuta a comprendere quali sono gli approcci, i metodi e le applicazioni in materia di gestione degli alvei.

La Geomorfologia Fluviale rappresenta una delle discipline cardine su cui si fondano le direttive Europee EU 2000/60 (Direttiva Acque) e EU 2007/60 (Direttiva Alluvioni), in quanto è parte essenziale in progetti di intervento, gestione e riqualificazione; per esempio consente di avanzare importanti forme di valutazione riguardo l’impatto generato da un intervento, in termini di: 1) alterazione della portata liquida e solida del fiume; 2) alterazione della morfologia/dimensione dell’alveo o della piana alluvionale; 3) alterazione dei materiali che determinano le condizioni al contorno (Sear et al., 2003). Inoltre, sempre la stessa, si occupa della comprensione e delle dipendenze causali che intercorrono tra: 1) le forme fluviali, a partire dal reticolo idrografico e dalla forma della valle, fino alle dimensioni dell’alveo ed alle sue forme ivi contenute; 2) il materiale costituente le morfologie, dalla geologia del bacino alle dimensioni dei sedimenti, alla vegetazione ecc.; 3) processi che avvengono all’interno del sistema fluviale: a partire dalla produzione di sedimenti (frane, erosione sui versanti), fino e soprattutto ai meccanismi in alveo (erosione, trasporto solido e sedimentazione). La caratterizzazione e la variabilità di forme, materiali e processi possono essere valutati su un ampio spettro di scale spaziali e temporali.

Uno studio geomorfologico, in relazione agli obiettivi del progetto entro cui si contestualizza, dovrebbe includere vari aspetti: 1) raccolta di evidenze/documenti storici che testimoniano il cambiamento morfologico dell’alveo; 2) rilevamento di terreno per studiare i sedimenti, forme e processi correnti; 3) rilevamenti di dettaglio dei sedimenti e della geometria d’alveo finalizzati al calcolo del trasporto solido in tratti rappresentativi; 4) misure quantitative delle variazioni morfologiche; 5) quantificazione e modellazione dei principali processi; 6) progettazione dettagliata dell’intervento che include aspetti legati al trasporto solido; 7) valutazione post-progetto in termini di stabilità dell’alveo, dimensioni e forma e conducibilità idraulica (Rinaldi, 2006).

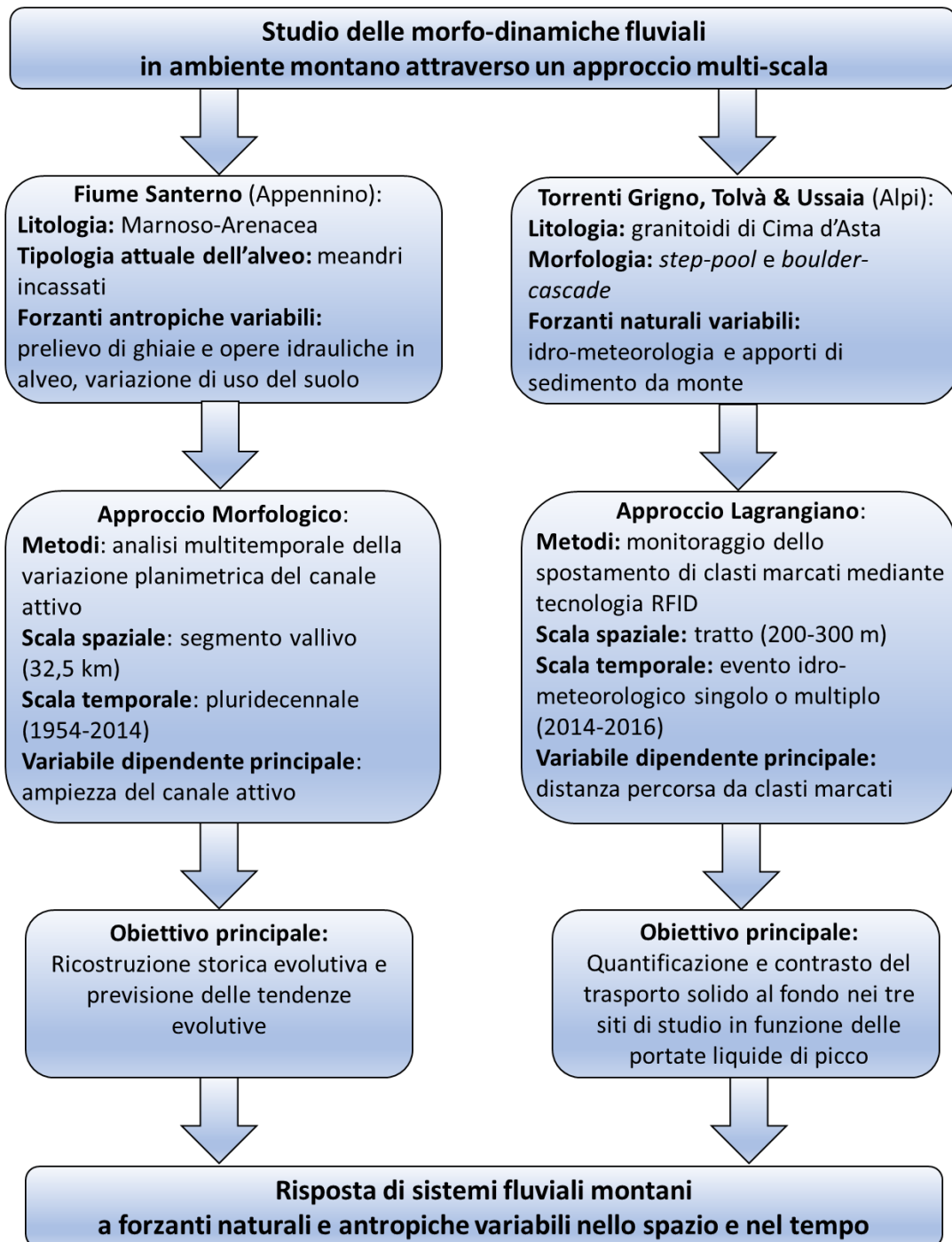
L’approccio geomorfologico alla gestione e riqualificazione fluviale, non può limitarsi ad una descrizione delle forme, ma richiede che i processi vengano anche quantificati, ragion per cui, negli ultimi anni c’è stato un cambio di tendenza, indirizzato verso la misura, monitoraggio, quantificazione e modellazione dei processi fluviali e delle modifiche morfologiche che ne conseguono. Questo cambiamento è dimostrato da recenti ricerche in ambito scientifico (e.g. Brardinoni et al., 2009; Addy et al., 2011).



Fatta questa premessa, l'approccio geomorfologico multi-scala (**Figura 1.1.1**) perseguito nell'ambito di questo progetto di ricerca ha come obiettivo primario quello di studiare le morfodinamiche fluviali in ambiente montano, in risposta a forzanti naturali e antropiche variabili nello spazio e nel tempo. Nel dettaglio, si affronta:

i) la ricostruzione storica evolutiva delle variazioni morfologiche di un alveo fluviale (caso del Fiume Santerno in Appennino), a scala pluridecennale (1954-2014) e di segmento vallivo (32,5 km), sottoposto all'azione di forzanti antropiche (prelievo di ghiaie, opere idrauliche in alveo e variazione di uso del suolo) variabili nel tempo e nello spazio. La variazione del flusso di sedimento in transito in alveo viene valutata assumendo come variabile dipendente l'ampiezza del canale attivo (*active channel width*). Questo studio è un requisito fondamentale per la comprensione dei processi attuali e delle future tendenze evolutive del Fiume Santerno (cf. sezione [1.3](#));

ii) la quantificazione e il contrasto del trasporto solido di fondo (*bedload transport*), a scala dell'evento idro-meteorologico singolo o multiplo (2014-2016) e del tratto (200-300 m) in tre torrenti montani (Rii Grigno, Tolvà e Ussaia, localizzati nelle Alpi), in funzione delle portate liquide di picco. I siti scelti condividono stessa morfologia di canale (*step-pool* e *boulder-cascade*) e litologia (granitica). Inoltre, sono soggetti all'azione di forzanti naturali variabili, quali idro-meteorologia ed apporto di sedimento da monte. Si considera come variabile dipendente principale le distanze rilevate durante una campagna di monitoraggio dello spostamento di clasti marcati mediante tecnologia di tipo RFID (cf. Toro, 2015). Svariate sono le ragioni per cui è importante quantificare il trasporto solido di fondo: e.g. le variazioni morfologiche d'alveo sono il riflesso di quelle legate ad apporti solidi e/o liquidi, perciò sorge la necessità di relazionare queste variazioni le une alle altre; quantificare le variazioni morfologiche provocate da impatti antropici e la sedimentazione negli invasi artificiali; l'influenza sugli habitat fluviali (e.g. Wheaton et al., 2010); determinare le aree a rischio in ambiente montano; ed infine dimensionare correttamente le opere in alveo (cf. sezione [1.4](#)).



**Figura 1.1.1.** Approccio geomorfologico perseguito nell'ambito di questo progetto di ricerca volto allo studio delle morfo-dinamiche fluviali in ambiente montano attraverso un approccio multi-scala.

## 1.2 Generalità e scale spaziali e temporali nella Geomorfologia Fluviale

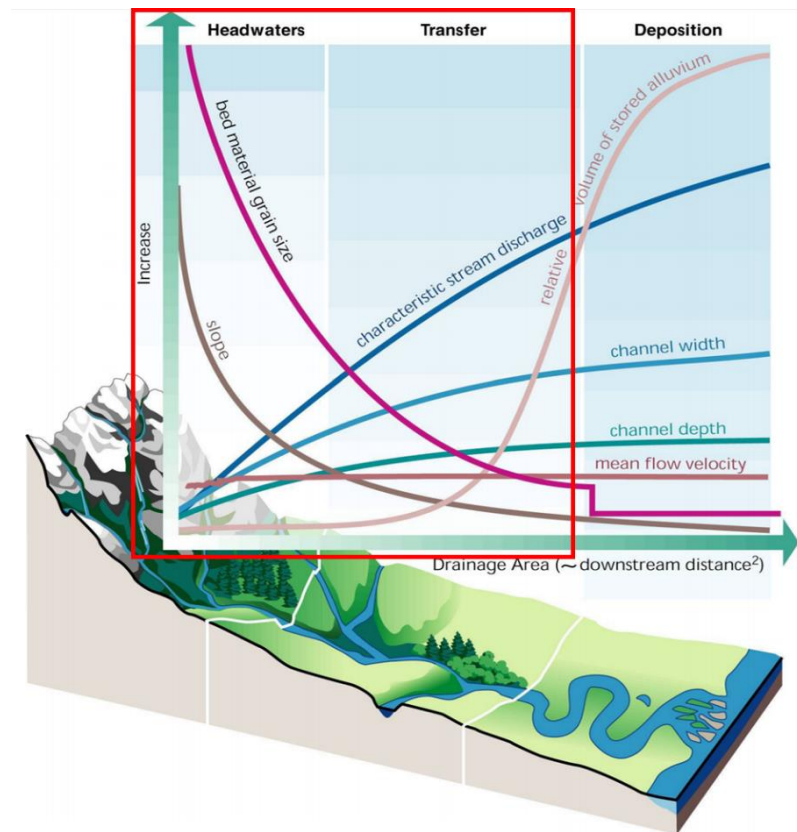
Il sistema fluviale è parte integrante di un bacino idrografico e può essere idealmente suddiviso in tre zone (Rinaldi & Surian, 2005; Schumm & Wiley, 1977): la zona alta del bacino (*headwater zone*), dove dominano i processi che determinano la produzione di sedimenti (erosione e frane); la zona intermedia (*transfer zone*) caratterizzata principalmente dal trasferimento dei sedimenti verso valle da parte dei corsi d'acqua principali del sistema; ed infine la zona più valliva del sistema (*deposition zone*) dove prevale l'accumulo dei sedimenti (**Figura 1.2.1**).

La suddivisione del sistema in zone e processi dominanti riflette anche le caratteristiche fisiche dei corsi d'acqua, quali il confinamento e le dimensioni. Infatti, nella zona collinare–montuosa prevalgono i corsi d'acqua confinati tra versanti, nella zona pedemontana quelli semiconfinati, e nella zona di deposizione quelli non confinati. Ciò non esclude la possibilità di avere un'alternanza di tratti non confinati e confinati quando il corso d'acqua attraversa bacini compresi all'interno di catene montuose o rilievi collinari.

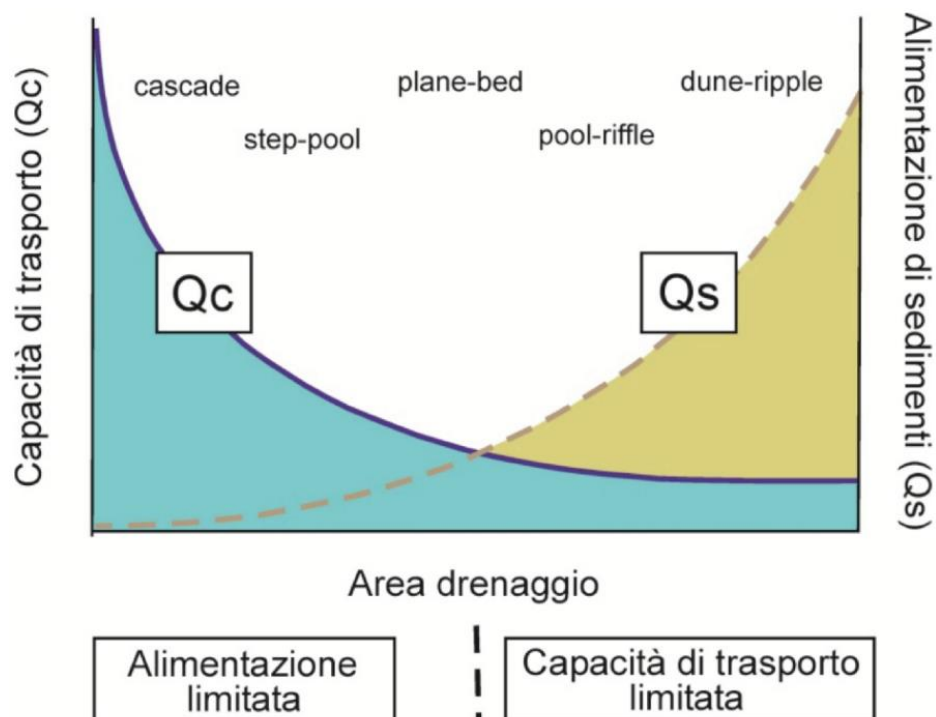
Questa ricerca si focalizza sui corsi d'acqua posti nella zona medio–alta del bacino idrografico (**Figura 1.2.1**), che sono comunemente definiti torrenti montani o alvei confinati. Quest'ultimi sono considerati sistemi transizionali, in quanto convogliano flussi di acqua e sedimento, dai versanti verso i grandi fiumi di pianura (Brardinoni, et al., 2015).

I torrenti montani si distinguono dai corsi d'acqua di pianura in quanto presentano: 1) elevate pendenze del fondo; 2) alta resistenza al moto legata alla presenza di elementi grossolani; 3) regime delle portate con forte stagionalità; 4) accentuata variabilità spaziale della morfologia dell'alveo legata al forte controllo da parte di versanti, conoidi e substrato roccioso, ed una bassa variabilità temporale, in quanto solo eventi di una certa intensità sono in grado di modificare il fondo (Church, 2013; **Figura 1.2.1**).

Un torrente montano può presentare diversi tipi di alvei (Montgomery & Buffington, 1997), per esempio in roccia (alveo a fondo fisso) in quanto privo di sedimenti, a causa dell'energia della corrente capace di smaltire tutto il materiale proveniente dai versanti o alveo a fondo mobile (alluvionale o anche alluviale), con un letto di sedimento continuo. In questo caso la configurazione del fondo può assumere diverse morfologie che si differenziano soprattutto in base alla pendenza del fondo e alle dimensioni dei sedimenti: 1) *cascade*; 2) a gradinata (*step-pool*); 3) letto piano (*plane bed*); 4) *pool-riffle*; 5) *dune-ripple*. Queste morfologie riflettono un diverso rapporto tra capacità di trasporto della corrente e alimentazione dei sedimenti (**Figura 1.2.2**), mentre le prime (*cascade* e *step-pool*) sono associate ad una eccessiva capacità di trasporto (*supply limited*), le ultime (*pool-riffle* e *dune-ripple*) riflettono una mancanza del trasporto (*transport limited*). La morfologia a *plane bed* è il risultato di una condizione di equilibrio tra capacità di trasporto e alimentazione di sedimenti.



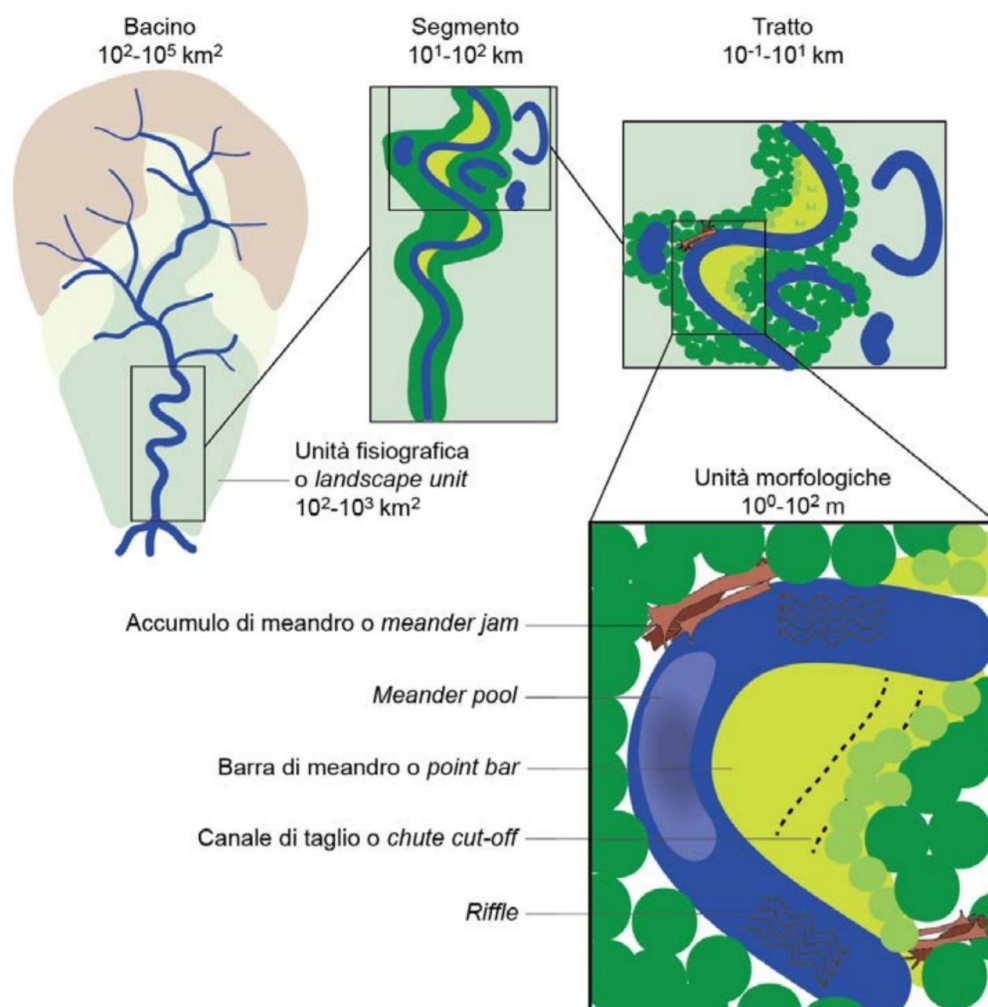
**Figura 1.2.1.** Cambiamenti nelle caratteristiche fisiche dei fiumi procedendo lungo il profilo longitudinale di un intero sistema fluviale (Schumm & Wiley, 1977).



**Figura 1.2.2.** Varie morfologie a scala di tratto nei torrenti montani in relazione al rapporto tra la capacità di trasporto ( $Q_c$ ) e alimentazione dei sedimenti ( $Q_s$ ) (Rinaldi et al., 2014; Montgomery & Buffington 1997).

Le unità spaziali costituenti un sistema fluviale si organizzano in modo gerarchico (Schumm, 1977; **Figura 1.2.3**). Il bacino idrografico ( $10^2$ - $10^5$  km<sup>2</sup>) con il reticolo idrografico su di esso

impostato, rappresenta l'apice di questa gerarchia e il punto di partenza nelle analisi delle caratteristiche morfologiche e dell'evoluzione dei corsi d'acqua in esso presenti. All'interno di uno stesso bacino vengono operate delle suddivisioni in sottobacini, i quali possono avere caratteristiche fisiche differenti. All'interno di ciascun bacino/sottobacino, sulla base della variabilità del rilievo (energia del rilievo, quote, pendenze, geologia, morfologia della valle, ecc.), è possibile individuare diverse unità fisiografiche. Procedendo nell'ordine gerarchico la scala spaziale successiva è rappresentata dal segmento ( $10^1$ - $10^2$  km<sup>2</sup>), caratterizzato da eterogeneità al suo interno in quanto include diversi tratti. Il singolo tratto ( $10^{-1}$ - $10^1$  km) presenta una certa omogeneità in termini di caratteri morfologici e di comportamento dettati da condizioni al contorno (portate liquide e solide) sufficientemente uniformi.



**Figura 1.2.3.** Approccio gerarchico nell'ambito di un sistema fluviale, dalla scala del bacino fino alla scala delle unità morfologiche (Rinaldi et al., 2016; Amoros & Petts, 1993).

La scala temporale media, ovvero quella dell'ordine dei 100 anni è quella più usualmente adoperata nel campo della moderna Geomorfologia Fluviale in quanto confrontabile con la scala della vita umana, tuttavia, restringendo la scala di osservazione agli ultimi 10-15 anni è possibile definire le tendenze evolutive attuali, ovvero se un alveo è stabile o in equilibrio dinamico (Shields et al.,

2003). Un alveo viene definito in equilibrio dinamico se, in riferimento all'intervallo degli ultimi 10-15 anni, mantiene mediamente invariata la sua forma e le sue dimensioni caratteristiche in termini di larghezza e profondità della sezione, pendenza e dimensione dei sedimenti. Invece, sempre facendo riferimento alla stessa scala temporale, se l'alveo cambia in modo significativo le sue dimensioni o la sua forma viene definito instabile. L'equilibrio dell'alveo risulta dall'interazione tra variabili guida (portata liquida e solida) e condizioni al contorno (energia del rilievo, pendenze, topografia e morfologia delle valli, ecc.).

Se una o più variabili coinvolte nel mantenimento dello stato di equilibrio viene perturbata, il fiume si “muove” verso una nuova fase di equilibrio, attraversando una fase di instabilità con variazioni significative della sua forma. In funzione dell'intensità, estensione e tipo di disturbo che ha provocato l'alterazione dello stato di equilibrio, le risposte del fiume (aggiustamenti morfologici) possono avvenire nell'arco dei brevi intervalli di tempo e limitate estensioni spaziali, o durante intervalli di tempo più lunghi (da decine a migliaia di anni) e coinvolgere un intero sistema fluviale.

I fattori che possono alterare lo stato di equilibrio vengono suddivisi in naturali (quali variazioni climatiche ed idrologiche, movimenti tettonici, fenomeni vulcanici, variazioni del livello del mare, ecc.) e fattori antropici. Quest'ultimi vengono suddivisi in a) interventi a scala di bacino (rimboschimenti, disboscamenti, sistemazioni idraulico-forestali, urbanizzazione); b) interventi diretti in alveo (tagli di meandro, canalizzazioni, dighe, escavazione di inerti).

Gli interventi a scala di bacino agiscono principalmente sulle variabili guida, andando cioè a perturbare il regime delle portate liquide o, più frequentemente, di quelle solide. Per esempio, i disboscamenti hanno l'effetto di accelerare l'erosione del suolo sui versanti, con un conseguente incremento delle quantità di materiale che va ad alimentare il trasporto solido nella rete idrografica e favorendo condizioni di sedimentazione negli alvei fluviali (e.g. Knox, 1977). Al contrario i rimboschimenti e le sistemazioni idraulico-forestali determinano una importante riduzione dell'apporto solido nella rete idrografica, favorendo l'incisione negli alvei.

Gli interventi diretti in alveo possono agire sulla forma, creandone una nuova instabile (ad esempio un taglio di meandri), o perturbare il regime delle portate liquide e solide (ad es. nel caso di una diga) per il tratto immediatamente a valle dell'intervento stesso. Gli aggiustamenti morfologici successivi ad un disturbo naturale o antropico possono essere di diverso tipo: a) variazioni altimetriche; b) variazioni di larghezza; c) variazioni della configurazione morfologica. Nel caso del Fiume Santerno, vengono considerate le variazioni di larghezza.

### 1.3 Studio delle tendenze evolutive morfologiche fluviali: scala decennale e del segmento

La valutazione delle condizioni idromorfologiche dei fiumi è parte essenziale di una gestione e riqualificazione fluviale sostenibile ed efficace (e.g. Downs & Gregory, 2004; Hupp & Rinaldi 2007; Habersack & Piégay, 2007; Rinaldi et al., 2013; Rinaldi et al., 2009; Rinaldi et al., 2011; Surian et al., 2009b; ; Kondolf 2011).

Durante gli ultimi secoli, gran parte dei fiumi Italiani (e.g. Rinaldi, 2003; Surian & Rinaldi, 2003a; Surian et al., 2009b; Comiti et al., 2011; Ziliani & Surian, 2012) ed Europei (e.g. Garcia-Ruiz et al., 1997; Ziliani & Surian, 2012; Lach & Wyzga, 2002; Liébault & Piégay, 2002; Kondolf et al., 2007; Kiss & Blanka, 2012; Rădoane et al., 2013) hanno subito profonde trasformazioni in seguito ad impatti antropici esercitati a scala di bacino, quali variazioni di uso del suolo (in particolare l'aumento della copertura boschiva) e interventi idraulici nei torrenti; e a scala delle aste principali dei fiumi, quali costruzione di dighe, vari interventi di canalizzazioni, ed in particolar modo estrazione di sedimenti dagli alvei.

Questi interventi hanno modificato profondamente il regime naturale del flusso idrico e dei sedimenti (e.g. Liébault & Piégay, 2002; Surian & Rinaldi, 2003a; Surian, Mao, Giacomini, & Ziliani, 2009; Surian, Rinaldi, & Pellegrini, 2009; Surian, Rinaldi, Pellegrini, et al., 2009a; Comiti et al., 2011; Preciso, Salemi, & Billi, 2012; Ziliani & Surian, 2012). Questi fattori esterni agiscono in concomitanza a fattori naturali (e.g. Rumsby & Macklin, 1996; Starkel, 2002; Kiss & Blanka, 2012), si fa particolare riferimento al cambiamento climatico (e.g. Knox, 1993), il quale oltre ad impattare sui processi di degradazione del suolo (e.g. Dotterweich, 2008), induce cambiamenti della stessa copertura, dunque impedendo o facilitando il dilavamento delle acque meteoriche a seconda dei casi (e.g. Liébault & Piégay, 2002; Starkel, 2002).

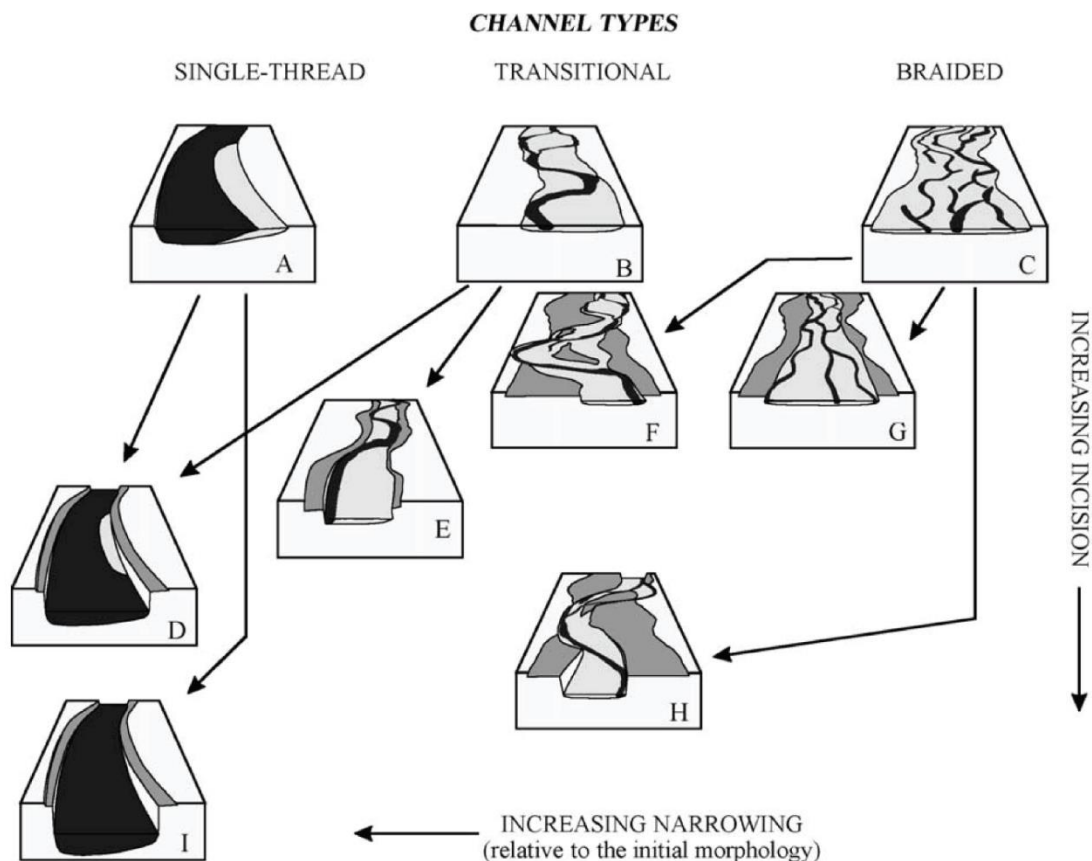
Si è osservato come particolari fenomeni naturali, quali grandi eventi alluvioni, eruzioni vulcaniche e fluttuazioni climatiche a breve termine possano avere un importante ruolo nel controllare la stabilità e la dinamicità dei corsi d'acqua (e.g. Simon, 1992; Rumsby & Macklin, 1996). Tuttavia, in molti casi studio, è stato dimostrato come la risposta fluviale sia più veloce e intensa agli impatti antropici rispetto a influenze naturali (e.g. Leopold, 1973; Petts, 1979; Williams & Wolman, 1984; Knighton, 1991, Kondolf, 1994; ecc.).

La dinamicità naturale dei fiumi potrebbe determinare problemi in termini di rischi da dinamica d'alveo (danni a centri abitati, infrastrutture, perdita di terreni, possibili esondazioni connesse a processi di sedimentazione), tuttavia, in molti casi, può avere effetti favorevoli per gli ecosistemi, promuovendo spontaneamente la diversificazione di habitat.

Dunque, la conoscenza delle tendenze evolutive dei corsi d'acqua risulta essere uno strumento indispensabile ai fini della protezione e della sicurezza, oltre che in termini di gestione e riqualificazione fluviale (Rinaldi et al., 2008).

Relativamente alle variazioni morfologiche dei fiumi Italiani manifestate nel corso degli ultimi 100-150 anni, i primi studi partono da fine anni '70 – inizi anni '80 (Castiglioni & Pellegrini, 1981) e sono stati sempre più numerosi negli anni successivi (Braga & Gervasoni, 1989; Castaldini & Piacente, 1995; Surian, et al., 2009a; Marchetti, 2002).

È stato presentato uno schema generale di evoluzione dei cambiamenti morfologici a cui possono andare incontro i corsi d'acqua, mediante una rassegna dei casi studio Italiani (Surian & Rinaldi, 2003b). Le principali fasi di aggiustamento morfologico dei corsi d'acqua Italiani sono state essenzialmente due (**Figura 1.3.1**): (i) la prima avvenuta da fine 1800 a metà del 1900 (fase I), con incisioni e restringimenti non particolarmente intensi e legati soprattutto a fattori a scala di bacino; (ii) dalla seconda metà del 1900, si sono registrate modifiche più forti legate in particolar modo ad interventi ed attività in alveo (fase II).



**Figura 1.3.1.** Schema che illustra i principali aggiustamenti morfologici dei fiumi Italiani (periodo fine 1800-fine 1900). Si parte da tre morfologie iniziali (A, B e C), da cui si sviluppano diversi aggiustamenti in base al grado di incisione e restringimento (Surian & Rinaldi, 2003a).



Nel dettaglio, durante la II fase, i principali processi osservati sono stati il restringimento dell'ampiezza del canale attivo superiore al 50%, fino a valori dell'85-90%, mentre l'incisione dell'alveo è stato dell'ordine di alcuni metri ma, localmente, anche di 10-12 m (Surian & Rinaldi, 2003b; Surian et al., 2009b). Variazioni morfologiche simili a quelle riscontrate nei corsi d'acqua Italiani ma di intensità inferiore, si sono verificate in corsi d'acqua di altri paesi Europei (Williams, 1978; Williams & Wolman, 1984; Simon, 1989; Sear & Archer, 1998; Winterbottom, 2000; Liébault & Piégay, 2001; Lu et al., 2007).

Diversi studi hanno messo in luce una successiva fase di recupero morfologico (riallargamento e stabilità del fondo o in alcuni casi di sedimentazione), iniziata alla fine degli anni '80 o nei primi anni '90 (Surian & Rinaldi, 2004; Rinaldi et al., 2005; Surian, 2006; Rinaldi & Simoncini, 2006; Surian & Cisotto, 2007; Surian et al., 2009b). I processi derivanti da questa fase di recupero sono risultati di entità inferiore rispetto a quelli scaturiti nella fase precedente.

Gli studi condotti fino adesso si sono concentrati su contesti di pianura per lo più non confinati (e.g., Surian et al., 2009b), il caso studio del Fiume Santerno, invece, riguarda un contesto montano collinare di alveo confinato e semiconfinato (**Tabella 1.3.1**).

Il lavoro di ricerca svolto nell'ambito di questa tesi intende fornire un nuovo contributo alle attuali conoscenze sull'evoluzione passata e recente di alvei fluviali Italiani, mediante lo studio del Fiume Santerno (Appennino Tosco-Emilianorad) di tipo meandriforme/sinuoso a canale singolo (cf. Capitolo 2, sezione [2.1](#)). A tal fine, è stata svolta un'analisi quantitativa delle variazioni planimetriche del Fiume Santerno durante gli ultimi 60 anni in ambiente GIS, mediante impiego di foto aeree storiche e recenti (cf. Capitolo 3, sezione [3.1](#)). L'ampiezza del canale attivo è il parametro fisico scelto per esprimere le suddette variazioni, essendo altamente sensibile ad alterazioni delle variabili guida (portata liquida e solida all'interno dell'alveo del fiume).

I risultati ottenuti sono strutturati nel seguente modo ([Capitolo 4](#)): cambiamenti di uso del suolo alla scala di bacino (cf. sezione [4.1.1](#)); cambiamenti dell'ampiezza del canale attivo nel tempo (cf. sezione [4.1.2](#)), illustrati scegliendo il tratto per cui si osserva il maggiore aggiustamento morfologico: nella zona confinata (cf. sezione [4.1.2.1](#)), semiconfinata (cf. sezione [4.1.2.2](#)) e non confinata (cf. sezione [4.1.2.3](#)); variazione della larghezza media del canale attivo (periodo 1954-2011) (cf. sezione [4.1.3](#)). I cambiamenti assunti dal Fiume Santerno durante la I e II fase di aggiustamento morfologico vengono confrontati con quelli di altri corsi d'acqua già documentati in letteratura (cf. Capitolo 5, sezione [5.1](#)), allo scopo di definire aspetti evolutivi comuni e differenze, eventualmente legate a contesti geomorfologici differenti e in relazione agli impatti antropici subiti.

**Tabella 1.3.1.** Principali studi condotti sui cambiamenti morfologici storici dei fiumi italiani.

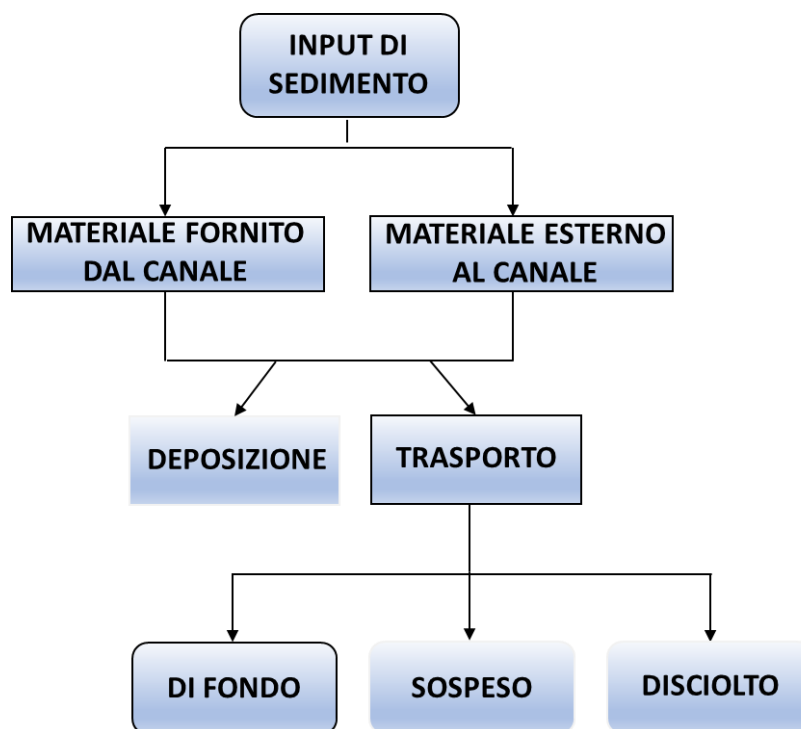
<b>Fiume</b>	<b>Area di drenaggio (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Lunghezza (km)</b>	<b>Tratto di studio (km)</b>	<b>Morfologia di canale</b>	<b>Autori</b>
Stura di Lanzo (Piemonte)	928	80	10	B/W	<i>Pellegrini et al., 2008; Surian et al., 2009</i>
Orco (Piemonte)	627	83	25	W	<i>Pellegrini et al., 2008; Surian et al., 2009</i>
Brenta (Trentino-Alto Adige)	1567	174	32	B/W/S	<i>Castiglioni e Pellegrini, 1981 a,b; Surian e Rinaldi, 2003; Surian et al., 2009</i>
Piave (Alpi Orientali)	3899	222	32 - 22	B/W/S	<i>Surian e Rinaldi, 2003; Surian et al., 2009; Comiti et al., 2011; Picco et al., 2013</i>
Cellina (Friuli-Venezia Giulia)	446	58	10	B/W	<i>Surian et al., 2009</i>
Tagliamento (Friuli Venezia Giulia)	2580	178	49	B/W/S	<i>Surian e Rinaldi, 2003; Surian et al., 2009</i>
Torre (Friuli-Venezia Giulia)	1105	69	44	B/W/S	<i>Surian et al., 2009</i>
Trebbia (Liguria)	1070	120	32;22	B/W	<i>Surian et al., 2009; Pellegrini et al., 2008; Bollati et al., 2014</i>
Panaro (Emilia Romagna)	1783	165	38	W/S/M	<i>Surian et al., 2009; Rinaldi et al., 2008</i>
Magra (Toscana)	1699	70	10 - 11	W	<i>Rinaldi et al., 2008; Surian et al., 2009</i>
Vara (Liguria)	572	65	22	W/S	<i>Rinaldi et al., 2008; Surian et al., 2009</i>
Cecina (Toscana)	905	53	40	W/S/SAB	<i>Rinaldi et al., 2008; Surian et al., 2009</i>
Trigno (Molise)	1200	85	2.3 - 4.6	SAB/W	<i>Surian e Rinaldi, 2003; Scorpio et al., 2015; Scorpio et al., 2016</i>
Biferno (Molise)	1316	93	4.9 - 7.6	S	<i>Roskopf &amp; Scorpio, 2013; Scorpio et al., 2015; Scorpio et al., 2016</i>
Volturno (Molise)	5550	95	2.3 - 17.9	S/SAB/M	<i>Surian e Rinaldi, 2003; Scorpio et al., 2015; Scorpio et al., 2016</i>
Sinni (Basilicata)	1303	175	3.3 - 6	B/SAB	<i>Scorpio et al., 2015</i>
Fiumara Sant'Agata (Calabria)	54.3	45	5	B	<i>Fortugno et al., 2017</i>
Calore (Campania)	780	63	--	SAB	<i>Scorpio et al., 2006</i>
Vandra (Molise)	373	30	--	B	<i>Scorpio et al., 2006</i>
Crati (Calabria)	2448	159	2 - 3.8	SAB/S	<i>Scorpio et al., 2015</i>

Note: \*Morfologia di canale: braided (B); wandering (W); sinuoso (S); meandriforme (M); sinuoso con barre alternate (SAB).

### 1.4 Studio del trasporto solido di fondo: scala del singolo evento e di tratto

Il materiale trasportato da un fiume può essere separato in tre componenti (**Figura 1.4.1**):

- Il carico disciolto (*dissolved load*), che rappresenta la porzione di materiale che viene trasportato in soluzione;
- Il carico sospeso (*wash load*), che comprende le particelle più fini rispetto quelle usualmente trovate nel letto e si muovono principalmente in sospensione ( $< 0.062$  mm);
- Il carico solido al fondo (*bed-material load*), che include tutte le dimensioni del materiale presente in apprezzabile quantità nel letto del fiume (generalmente  $> 0.062$  mm). Può essere presente in quantità superiore all'80% rispetto al carico totale trasportato (e.g., Whittaker, 1987; Billi et al., 1998).



**Figura 1.4.1.** Diagramma semplificato delle tipologie di trasporto (da Knighton, 1998).

Da un punto di vista di denudazione del bacino, il carico disciolto e quello sospeso rappresentano le componenti principali, invece, da un punto di vista geomorfologico il carico solido al fondo è di primaria importanza grazie alla sua influenza sugli aggiustamenti morfologici di canale.

Il trasporto solido è stato descritto come un processo stocastico (Einstein, 1950), dove il suo flusso risulta essere costituito da singole particelle in intermittente movimento alternato a momenti di stasi. Le variabili che influenzano il processo di trasporto del carico solido al fondo possono essere raggruppate in tre principali gruppi che coinvolgono le proprietà: del flusso (portata liquida, velocità, profondità, ampiezza, pendenza e resistenza); del fluido (viscosità, densità, temperatura e

concentrazione del *wash load*) e del sedimento (densità, dimensione, sorting e velocità di caduta) ed altre generiche quali gravità e geometria planimetrica.

I metodi perseguiti per misurare il trasporto solido sono sostanzialmente divisi in due gruppi in base all'approccio perseguito, che può essere di tipo Euleriano oppure Lagrangiano. L'approccio Lagrangiano consiste nel seguire il percorso compiuto dalle singole particelle, mentre quello Euleriano nel caratterizzare le proprietà del trasporto sedimentario in una specifica area, quindi considerandolo nel suo insieme.

Diverse tecniche si basano sull'approccio Euleriano, come ad esempio le trappole di sedimento (e.g., Laronne & Duncan, 1992), i campionatori Helley-Smith (Helley & Smith, 1971) e Bunte (e.g., Bunte & Abt, 2001), i sensori piezoelettrici che misurano l'impatto generato dai clasti (PBISs) (e.g., Hegg & Rickenmann, 1998), l'approccio morfologico mediante confronti multi-temporali tra modelli digitali di elevazione (DEM) (Ham & Church, 2000), il monitoraggio dell'evoluzione di sezioni trasversali di un alveo, le *scour chains* (e.g., Wilcock & McArdeU, 1997), il tracciamento tramite vernice di porzioni di barre fluviali (*painted bed patches*) e misure batimetriche della sedimentazione nelle pool (e.g., Buffington & Montgomery, 1999).

Le trappole di sedimenti e PBISs hanno lo stesso obiettivo, ovvero quello di quantificare tutti i sedimenti che attraversano un certo punto del letto, indipendentemente dalle loro dimensioni, operando ad una scala localizzata molto piccola. Queste due tecniche presentano delle differenze in termini di complessità logistica e costi.

Le trappole di sedimento studiate per fiumi ghiaiosi (Sterling & Church, 2002) sono difficoltose da impiegare in torrenti montani caratterizzati da un'alta irregolarità dell'alveo e con una complessa eterogeneità dei sedimenti che lo costituiscono (Schmidt & Ergenzinger, 1992), senza escludere la possibilità che possano colmarsi durante eventi di trasporto particolarmente intensi (Ergenzinger & Conrady, 1982); mentre PBISs forniscono una misura ad alta risoluzione e in tempo reale del sedimento passante, ma operano per clasti di dimensioni superiori a 20 mm e richiedono una calibrazione ad hoc, che potrebbe complicare i risultati di eventi brevi ed intensi (Rickenmann & McArdeU, 2009).

Alcuni autori, al fine di investigare le macro-variazioni dell'alveo assunte in seguito a processi sedimentari di trasporto, hanno deciso di estendere la scala spaziale e temporale di osservazione dedicandosi al monitoraggio di tratti considerati rappresentativi della variabilità morfologica dell'alveo di studio (Dell'Agnese et al., 2015). Al fine di migliorare i risultati, sicuramente l'impiego di DEMs multi-temporali rappresenta un metodo alternativo valido per valutare l'evoluzione morfologica (Wheaton et al., 2010; Rainato et al., 2017).

I metodi elencati fino adesso, forniscono informazioni riguardo il trasporto superficiale, ma non riguardo alla profondità dello strato attivo, aspetto che potrebbe essere trattato mediante l'impiego di *scour chains*. Quest'ultime sono delle catene metalliche, la cui profondità di seppellimento viene misurata in seguito ad un evento di trasporto.

Per la stima delle soglie di innesco del trasporto di fondo vengono impiegate le *painted bed patches*, dal confronto pre e post evento delle curve granulometriche del sedimento presente in queste patches, si determina la granulometria mobilitata dal flusso. Con la tecnica appena descritta, risulta abbastanza semplice determinare il diametro critico, dove quest'ultimo rappresenta la massima granulometria mobilitata durante un evento di trasporto. Questa tecnica consente di superare gli ostacoli dettati dall'impiego della formula di Shields (Shields, 1936), sviluppata per fiumi caratterizzati da un basso gradiente, ai ripidi torrenti montani che presentano una più alta variabilità del flusso e scabrezza dovuta alla presenza di materiale grossolano. Con le tecniche appena enunciate, è possibile investigare le dinamiche dei sedimenti a diverse scale spaziali e temporali, quelle che raccolgono il dato durante o dopo il singolo evento, si riferiscono a brevi scale, indagando un anno di trasporto o più si estende la scala a medio o lungo termine. Si parla di micro-scala quando si applicano tecniche quali *painted patches* e trappole di sedimento, si estende la scala spaziale ad una porzione del tratto indagato, mediante confronto tra DEMs, quindi supportando studi relativi al cambiamento morfologico assunto dal fiume nel tempo.

Il metodo del *particle tracking*, basandosi su un approccio di tipo Lagrangiano, permette di tracciare il movimento delle singole particelle durante un singolo evento e tra eventi successivi. Tracciare l'intero corpo di sedimenti o di determinate granulometrie garantirebbe un'acquisizione di più alta qualità (Sear et al., 2000; Hassan & Ergenzinger, 2003;) delle caratteristiche del trasporto sedimentario.

Il metodo dei traccianti viene considerato adatto allo studio del trasporto solido, inteso come un processo stocastico come già accennato, altamente variabile nello spazio e nel tempo in modo casuale (Liébault et al., 2012). Nello specifico, i traccianti vengono impiegati in quanto forniscono informazioni sul tasso e sulla direzione del trasporto solido, sulle soglie di innesco del trasporto, periodi di movimento e stasi delle particelle, flusso competente, tasso virtuale del movimento sedimentario, relazioni tra distanza percorsa ed intensità del flusso, effetti delle caratteristiche fisiche sulla distanza di movimento, sorgenti e aree deposizionali, volumi di sedimento mobilizzato, profondità dello strato attivo e *sediment sorting* ad opera delle dimensioni e forma delle particelle (Hassan & Ergenzinger, 2003; Lamarre et al., 2005; Sear et al., 2000). In definitiva, l'impiego dei traccianti può rivelare la risposta del sistema fluviale a condizioni variabili del flusso, apporto

sedimentario e morfologia di canale su scale temporali a lungo termine (Hassan & Ergenzinger, 2003).

I traccianti colorati rappresentano la prima tecnica del particle tracking impiegata ed in contesti di fiumi ghiaiosi, e consiste nell'usare i colori per classificare i clasti in accordo alle loro proprietà fisiche quali la forma, dimensione e densità (Carling, 1987; Hattingh & Illenberger, 1995) o secondo unità morfologiche (e.g. Petit, 1987). Questa tecnica ha il vantaggio di essere poco costosa, ma lo svantaggio di avere dei tassi di ritrovamento generalmente bassi (Schmidt & Ergenzinger, 1992), variabili tra il 5% e il 50% (Lamarre et al., 2005), questo è relazionato alla scarsa visibilità in situ dei traccianti più piccoli (Laronne & Carson, 1976) e all'impedita rintracciabilità di alcuni di essi legata al seppellimento (Butler, 1977). Inoltre, il loro utilizzo è limitato nel tempo, in quanto la pellicola di colore che li avvolge è soggetta ad abrasione (Ferguson & Wathen, 1998), mostrando dunque un basso potenziale (Sear et al., 2000).

Per sopperire le mancanze legate a questa tecnica, sono stati impiegati, in successivi lavori, traccianti con naturali proprietà magnetiche o inserendo all'interno dei clasti dei magneti artificiali. Con questa tecnica, all'interno dello stesso sistema, si può indagare un ampio range granulometrico (Arkell et al., 1983), con valori del tasso di ritrovamento, che in condizioni ideali, possono essere superiori al 90% (Ashworth & Ferguson, 1989), ma in generale compresi tra il 25% e il 70% (Lamarre et al., 2005). I limiti presentati dai traccianti magnetici sono legati, al tempo necessario per estrarli dal luogo di ritrovamento, talvolta perturbando lo stato dell'alveo, per esempio se parzialmente sepolti (Sear et al., 2000) e la possibilità di confonderli con materiale magnetico presente nella stessa area dei traccianti adoperati (Schmidt & Ergenzinger, 1992; Church & Hassan, 2002).

La "performance" raggiunta con l'impiego dei traccianti magnetici è stata migliorata con l'introduzione di una nuova tecnologia, quella dei *transponders* a radio frequenza (*radio-tags*). Il primo studio condotto con questa tecnica è consistito nell'inserire all'interno dei clasti dei radio trasmettitori a diversa frequenza, consentendo di tracciare separatamente diverse granulometrie (Chacho et al., 1994). Il vantaggio nell'impiego di questa tecnologia è indiscusso per diverse ragioni: il ritrovamento dei traccianti non è più relazionato al loro grado di visibilità in situ, garantendo, in questo modo, valori del tasso di ritrovamento più alti rispetto ai traccianti colorati e magnetici; non è più necessario che l'operatore riesca a riconoscere il singolo tracciante, in quanto a quest'ultimo è associato un codice univoco che viene trasmesso direttamente all'antenna che ne rileva la presenza; ed infine, il loro rilevamento non risulta più un processo "distruittivo", in quanto non è più necessario un disturbo fisico in situ da parte dell'operatore. Tuttavia, lo svantaggio di questa tecnologia è il suo elevato costo, se confrontato con quello associato ai metodi tradizionali, e questo limita il numero di clasti da adoperare.

Può essere fatta una distinzione tra *radio-tags* di tipo attivo e passivo, il primo invia un segnale continuo all'antenna dedicata al suo rilevamento (Habersack, 2001), infatti necessitando di una batteria interna, che ne limita il suo utilizzo nel tempo; invece, il secondo risponde se stimolato dal campo magnetico generato dall'antenna, e solo in quel momento trasmette le sue informazioni all'unità di lettura.

I transponders passivi integrati (PITs) sono costituiti da un microchip contenuto all'interno di una capsula in vetro e possono essere diversi per dimensione (Lamarre et al., 2005). I transponders passivi, rispetto quelli attivi, presentano piccole dimensioni, il loro utilizzo non è vincolato alla durata di una batteria interna e sono meno costosi. Queste ragioni appena elencate, giustificano perché i transponders passivi si preferiscono a quelli attivi. Per concludere, il tasso di ritrovamento dei PITs può essere dell'ordine del 95-100% e l'accuratezza nella sua lettura del 100% (Gibbons & Andrews, 2004). Gli errori sono considerati piccoli, se si considera la grande mole di dati che è possibile ottenere mediante impiego di questa tecnologia. Diversi sono i contesti in cui sono stati applicati i traccianti di tipo passivo, sia in contesti morfologici montani e collinari a ramo singolo (e.g., Lamarre et al., 2005; Toro, 2015) che in contesti di tipo braided (e.g., Liebault et al., 2012; Brenna et al., 2019; Misset et al., 2020).

Uno dei principali scopi perseguiti in tesi è quantificare il trasporto solido al fondo (volumi e tassi) a scala di tratto (lunghezza compresa tra 200-300 m) e di evento idro-meteorologico singolo o multiplo (periodo 2014-2016) nei siti Alpini, avvalendosi prima del metodo della competenza del flusso idrico e poi delle velocità virtuali (e.g. Liébault & Laronne, 2008; Haschenburger & Church, 1998; sezioni [3.2.4](#) e [3.2.5](#)). A tal fine, viene usato il dato diretto raccolto mediante la tecnica del particle tracking durante una campagna di monitoraggio del trasporto solido (periodo Dicembre 2013-Dicembre 2016; cf. Toro, 2015).

Obiettivo secondario è quello di collegare le dinamiche del trasporto solido all'apporto di sedimento (*sediment supply*) e all'azione di simultanee forzanti idro-meteorologiche nei bacini di studio, attraverso un confronto tra sistemi caratterizzati da contrastanti caratteristiche secondo le due variabili prese in considerazione.

Si anticipa brevemente che i tre torrenti montani scelti per questo studio, Rii Grigno e Tolvà (Valsugana) e Rio Ussaia (Val di Sole), situati nel territorio della Provincia Autonoma di Trento (cf. Capitolo 2, sezione [2.2](#)), condividono stessa litologia (granitica) e morfologie alluvionali (step-pool e boulder cascade; Montgomery & Buffington, 1997).

I risultati conseguiti sono così strutturati ([Capitolo 4](#)): distribuzione delle distanze percorse in funzione del regime idrologico (sezione [4.2.1](#)); analisi delle distanze di rilievi PIT selezionati secondo forzanti idro-meteorologiche contrastanti (sezione [4.2.2](#)); calcolo volumetrico del trasporto solido al

fondo e relazione con il tasso di rinvenimento (Rr) e seppellimento (Br) (sezione [4.2.3](#)); confronto del trasporto volumetrico di fondo tra i siti di studio (sezione [4.2.4](#)); variabilità del trasporto volumetrico di fondo in funzione del peso e della granulometria, al fine di comprendere il grado di selettività del trasporto (sezione [4.2.5](#)); variabilità del tasso di seppellimento in funzione del peso (sezione [4.2.6](#)); definizione di soglie uniche di portata (di picco) per la destabilizzazione dell'alveo secondo scenari (sezione [4.2.7](#)) e successivamente stratificate per classi di peso e granulometriche (sezione [4.2.8](#)); analisi della distribuzione delle velocità virtuali per classi di peso (sezione [4.2.9](#)); stima dell'intensità del trasporto di fondo (*bedload transport rate*, Qs) (sezione [4.2.10](#)).

La discussione dei risultati ([Capitolo 5](#)) prevede: un confronto del trasporto solido come risultato di una forzante idrologica straordinaria del 2014 contro quella ordinaria del periodo 2015-2016 (sezione [5.2.1](#)); ed un confronto con risultati conseguiti da ricerche (Dell'Agnese et al., 2015; Rainato et al., 2018) condotte in ambienti montani come quelli analizzati (sezione [5.2.2](#)).



**Tabella 1.** Studi precedenti che si sono avvalsi dei radio tags (PIT) allo scopo di investigare le dinamiche sedimentarie del trasporto di fondo.

Autori	Sito di studio		Caratteristiche di canale		Metodi	Risultati	Rr [%]
	Area di studio	Area di drenaggio [km <sup>2</sup> ]	Lunghezza [m]	Slope [%]	Numero di traccianti impiegati		
Habersack, 2002	Waimakariri (Nuova Zelanda)	--	--	0.38	--	Distribuzioni che descrivono periodi di stasi/ <i>step lenght</i>	--
McNamara et al., 2004	Reynolds Creek (SW Idaho)	54.5	--	2.6	4	La mobilità dei traccianti dipende dalla fase dell'idrogramma	--
Nichols et al., 2004	Lucky Hill watershed (Arizona)	0.044	161	3.6	124	Il tasso di rinvenimento (Rr) diminuisce nel tempo; 340 posizioni di traccianti rilevate	94-98
Lamarre et al., 2005	Moras creek (Canada)	3.2	130	2.3	204	Tendenza al clustering in morfologie selezionate	96-87
Lamarre et al., 2008b	Spruce Creek (Quebec, Canada)	--	50	14	196	distanza modale percorsa simile alla lunghezza dello step-pool	57-83
Camenen et al., 2010	Arc en Maurienne (Francia)	1957	--	0.2-1	312	Le distanze di percorrenza non dipendono dalla dimensione granulometrica	12-80
Schneider et al., 2010	Erlenbach & Riedbach (Svizzera)	0.74 (E); 18 (R)	350 (E)	17 (E); 40 (R)	425 (E); 278 (R)	Il trasporto dipende dalla portata di picco	30 (E); 8 (R)
MacVicar et al., 2011	Moras Creek (Canada)	14	500	1.2	299	La mobilità è in accordo con la dimensione granulometrica	66-94
Liebault et al., 2012	Bouinenc River (Francia)	34.64	2000	1.6	451	La mobilità dei traccianti aumenta nei canali di magra	78-89
Bradley et al., 2012	Halfmoon Creek (Colorado)	61.5	30	1	893	La distanza percorsa dipende dal livello del flusso	93-98
Houbrechts et al., 2012	17 fiumi nel massiccio delle Ardenne	16-2910	--	0.1 - 1.1	--	Distanze variano da 3,2 m a 300 m in relazione all'entità dell'evento	80-97
Biron et al., 2012	Nicolet River (Quebec, Canada)	130	300	0.15	315	Permanenza a lungo termine dei traccianti all'interno della pool	54-100
Hassan et al., 2013	10 fiumi investigati	--	--	--	64 esperimenti in campo basati sui traccianti	<i>Step-pools</i> agiscono da filtri, clasti sepolti in profondità hanno periodi di immobilità più lunghi	55-100 (25% solo in Liebault 2012)
Schneider et al., 2014	Erlenbach (Svizzera); Rio Cordon (Italia)	0.7 (E); 5 (RC)	400 (E)	17 (RC); 13 (RC)	833 (E); 860 (RC)	La portata di picco ha una forte influenza sulla distribuzione delle distanze percorse	≈30 (E); da 52 a 100 (RC)
Dell'Agnese et al., 2015	Strimm Creek Alto e Basso (Italia)	4 (A); 7.5 (B)	1093 (A); 1514 (B)	8 (A); 15 (B)	259 (A); 231 (B)	Condizioni di forte connessione garantiscono l'efficienza nell'evacuazione del sedimento	90.3-100 (A); 54.7-100 (B)
Houbrechts et al., 2015	8 fiumi (Regione Vallonia, Belgio)	12-230	--	0.23-0.88	--	Correlazione tra il tasso medio di percorrenza della granulometria mediana e la stream power specifica indipendentemente dalla durata del periodo osservato	62-97
Mao et al., 2017	Saldur River (Italia)	18.6	150	12.6	629	Magnitudo e frequenza di flussi antecedenti influenzano l'innescamento del sedimento e velocità di spostamento	44
Cazzador et al., 2018	Estero Morales	27	270	9.5	438	La <i>recovery rate</i> (Rr) aumenta con il passaggio della stagione relativa allo scioglimento nivale e abbassamento del livello idrometrico	7 - 89
Daniel Vázquez-Tarrío et al., 2018	review di 30 casi studio	--	--	0.23-15	217 esperimenti	Correlazione tra la magnitudo del flusso e la distanza percorsa	12-97.7
Rainato et al., 2018	Rio Cordon (Italia)	5	320	13-17	250	La durata del flusso competente e velocità virtuali	65-86
Brenna et al., 2019	Parma River (Italia)	815	4000	0.51	898	La variabilità temporale e spaziale del flusso solido di fondo	80-100

# **CAPITOLO 2**

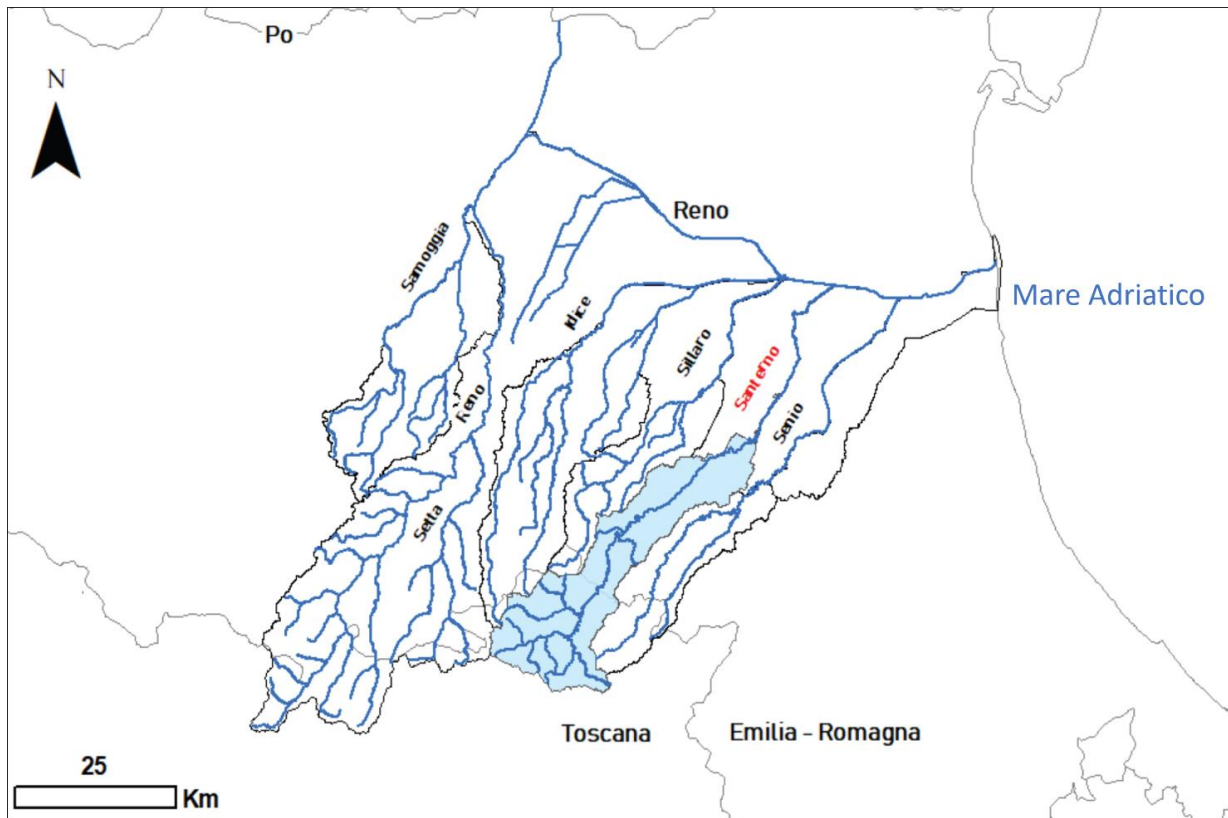
## *Area di studio*

---

## 2.1 Contesto appenninico: il Fiume Santerno

### 2.1.1 Inquadramento Geografico e Geologico

Il Fiume Santerno è il maggiore affluente del Fiume Reno (**Figura 2.1.1**) sia per estensione del bacino imbrifero (437,6 km<sup>2</sup>) che per lunghezza (99 km), nasce presso il passo della Futa (900 m s.l.m., Regione Toscana), nell'Appennino Imolese, nonché porzione più occidentale dell'Appennino Tosco-Romagnolo, in un anfiteatro di argille scagliose. Il bacino del Fiume Santerno si colloca tra i bacini limitrofi dei Fiumi Sillaro, Idice, Setta e Senio (**Figura 2.1.1**).

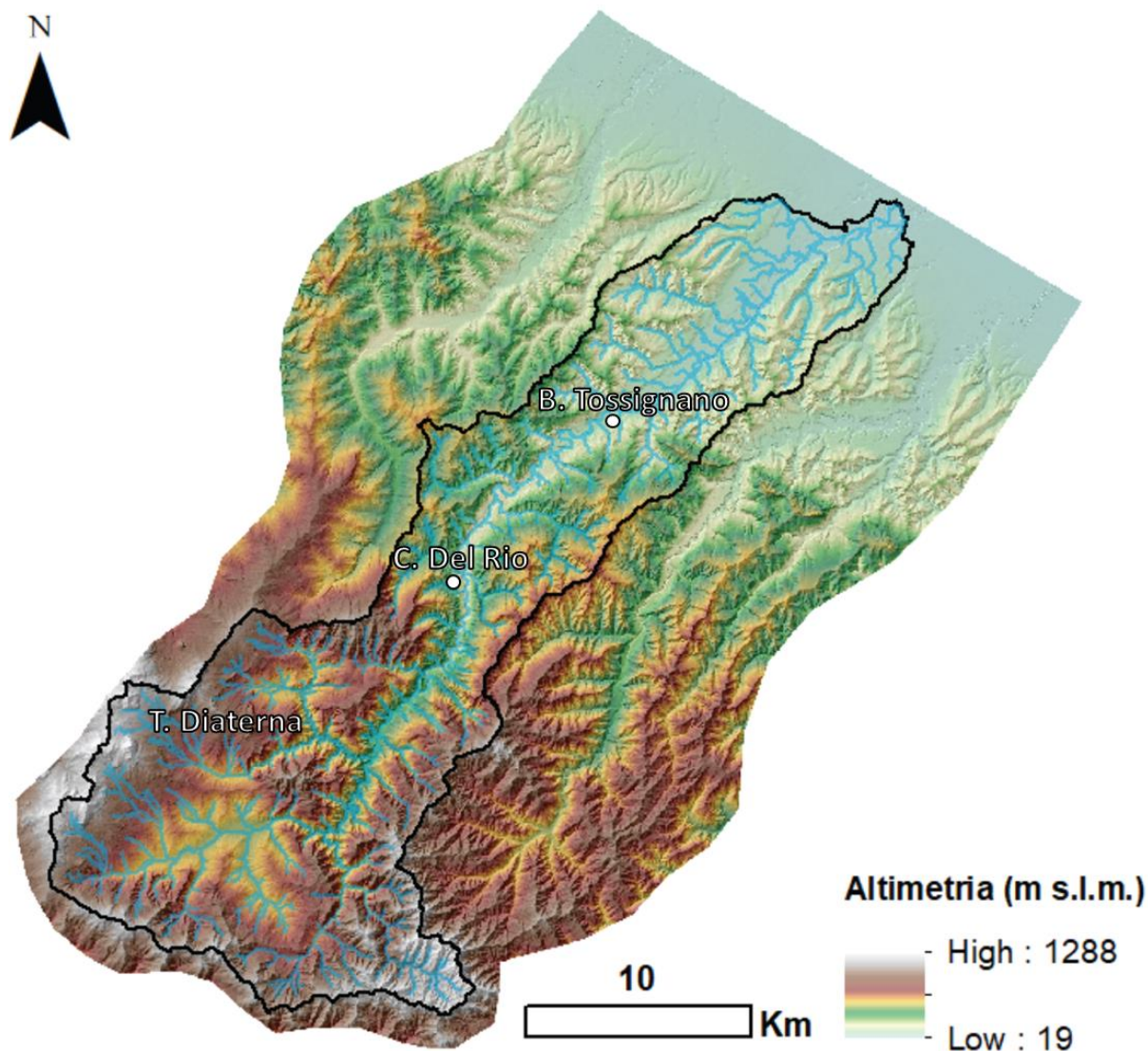


**Figura 2.1.1.** Bacini affluenti del Fiume Reno, in azzurro è evidenziato il bacino del Fiume Santerno collocato nel settore settentrionale della catena Appenninica. Il settore superiore del bacino ricade nella Regione Toscana, mentre la restante parte nella Regione Emilia-Romagna (<https://datacatalog.regione.emilia-romagna.it/catalogCTA/dataset/pai-bacino-reno-rischio-idraulico-assetto-della-rete-idrografica>).

L'area di studio è caratterizzata da quote piuttosto variabili, da circa 50 m s.l.m. presso Imola, a più di 1000 m s.l.m. in corrispondenza delle vette appenniniche che definiscono la testata del bacino (**Figura 2.1.2**). Le morfologie che si osservano sui pendii sono fortemente condizionate dalla distribuzione areale delle diverse litologie, in funzione dell'erosività e franosità delle stesse.

Per i primi 10 km il Santerno scorre in una vallata aperta, caratterizzata da versanti a bassa pendenza, che si restringe dopo il paese di Firenzuola, dove inizia il tratto incassato a morfologia meandriforme. Da Castel del Rio iniziano ad essere presenti i primi depositi terrazzati, che aumentano progressivamente verso quote inferiori, determinando un aumento significativo dell'ampiezza del fondovalle nel tratto più distale compreso tra Borgo Tossignano e Imola.

Nei pressi della frazione di Camaggiore riceve da sinistra il suo principale affluente, il Rio Diaterna (74 km<sup>2</sup>, nasce dal Passo della Raticosa; **Figura 2.1.2**) che conferisce un quarto della portata complessiva. Affluenti secondari al Diaterna, sono il Rio Rovigo e il Rio Gaggio in destra idrografica e il Rio Filetto in sinistra idrografica.

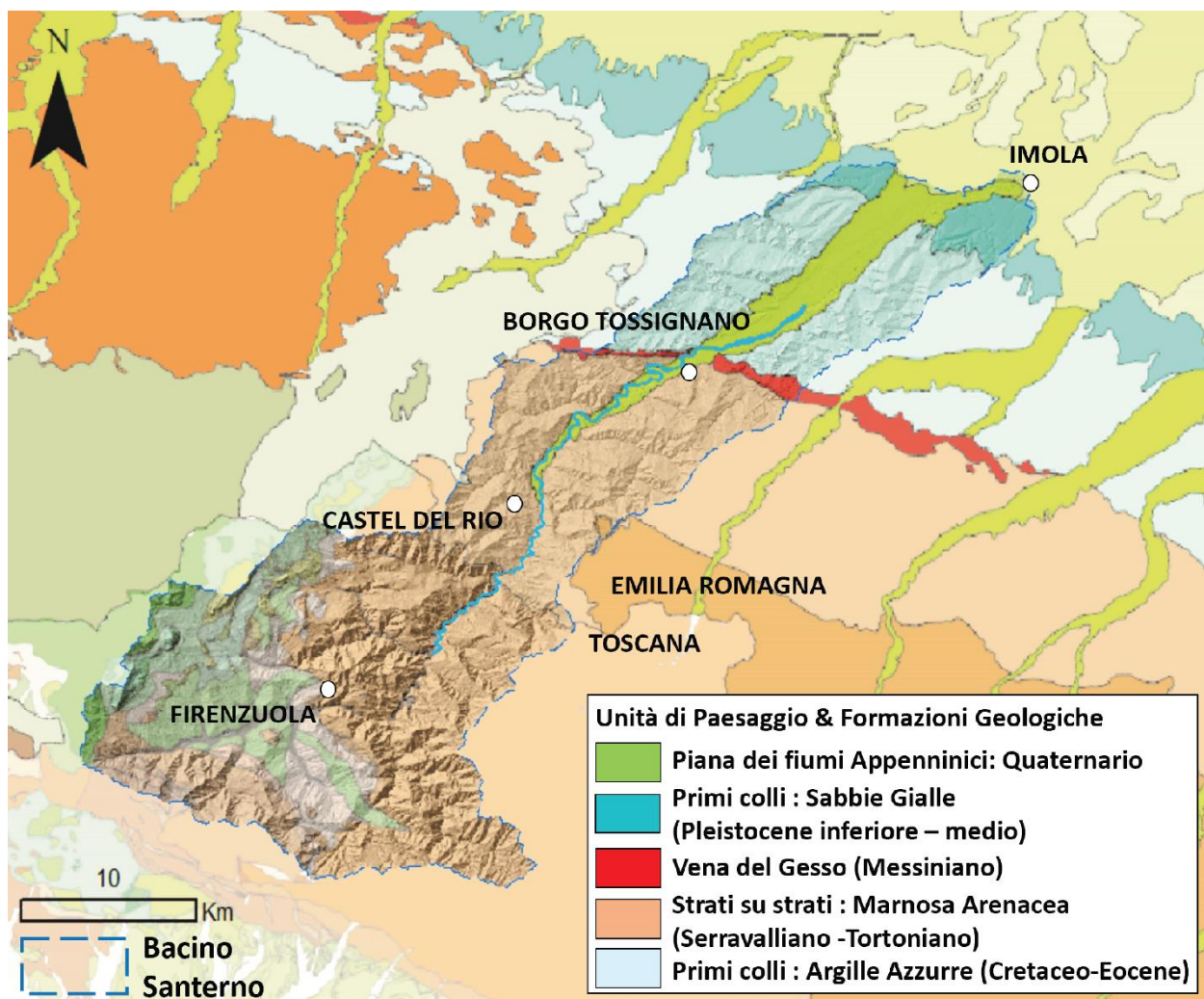


**Figura 2.1.2.** Altimetria dell'area di studio: il bacino del Fiume Santerno.

Nella porzione alta del bacino montano del Santerno si rinvencono litologie appartenenti alle Unità Liguri e Tosco-Umbre, con un forte contrasto di pendenza tra i versanti costituiti da litotipi arenaceo-pelitici, caratterizzati da elevata acclività, e i versanti costituiti da litotipi argillosi fortemente tettonizzati che mostrano invece basse pendenze e morfologie calanchive. Invece, in quella mediana la formazione rocciosa dominante è la Marnoso Arenacea (Serravagliano – Tortoniano), il cui nome si riferisce alle due componenti litologiche che la compongono (**Figura 2.1.3**). È una formazione di natura torbiditica, composta da un'alternanza ritmica e ripetitiva di quattro litotipi principali: areniti (più o meno cementate), siltiti, marne siltose e argille siltose (Nowak, 1977). Intercalati ai litotipi principali, si ritrovano raramente livelli o strati di calcari marnosi e

talvolta lenti di conglomerati. La formazione geologica della Vena del Gesso (**Figura 2.1.3**) risalente alla crisi di salinità del Messiniano affiora in associazione alle litologie della Marnosa Arenacea ed è rappresentata da gesso selenitico, gessoareniti-gessoruditi e da subordinati livelli di pelite bituminosa (Benini et al., 2009a). Nell'areale compreso tra Borgo Tossignano e la chiusura del bacino montano in corrispondenza di Imola, si estende la Formazione delle Argille Azzurre (Cretaceo-Eocene; **Figura 2.1.3**), costituita da litotipi argilloso-marnosi, aventi una tipica colorazione da grigia a grigio-azzurra, ai quali si intercalano rari livelli arenacei di spessore ridotto (Benini, et al., 2009a).

Presso Borgo Tossignano si osserva il passaggio tra le forme aspre dei rilievi formati dalla Formazione Marnosa-Arenacea e le morfologie calanchive, con forme di erosione accentuata ed accelerata tipiche della Formazione delle Argille Azzurre. Le Sabbie Gialle di Imola (Pleistocene inferiore-medio; **Figura 2.1.3**) occupano gli ultimi rilievi antistanti Imola, in corrispondenza dell'ingresso del fiume in pianura, e sono costituite da sabbie ed arenarie di colore giallo scarsamente cementate, riconducibili ad ambiente deposizionale di spiaggia, e da peliti grigio-azzurre di piana alluvionale e piana deltizia (Benini et al., 2009b).

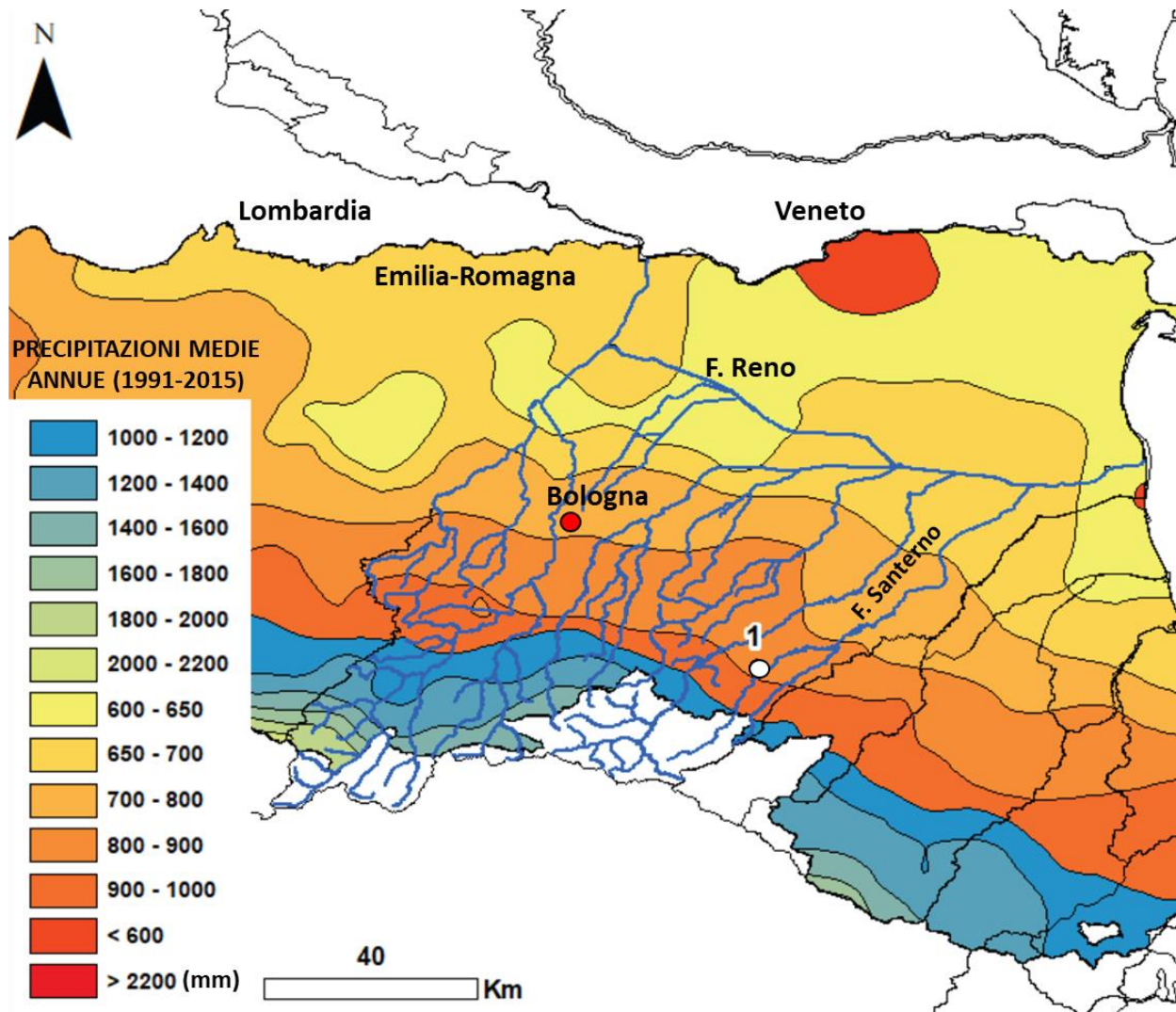


**Figura 2.1.3.** Principali Unità del Paesaggio ricadenti nel bacino di studio del Santerno con relative formazioni geologiche (Fonte base map: <https://geo.regione.emilia-romagna.it/geocatalogo/>).

### 2.1.2 Inquadramento climatico

Nella Regione Romagnola, dove è localizzato il Fiume Santerno, domina un clima di tipo padano (temperato semi-continentale) ad estate calda, con temperatura media del mese più caldo superiore ai 25°C. La piovosità, secondo i dati estratti dalla stazione meteorologica di Borgo Tossignano, è di 1380 mm annui e il regime pluviometrico presenta due massimi: primaverile e autunnale, di cui il primo è più accentuato, e due minimi con un'intensa magra estiva (Nowak, 1977).

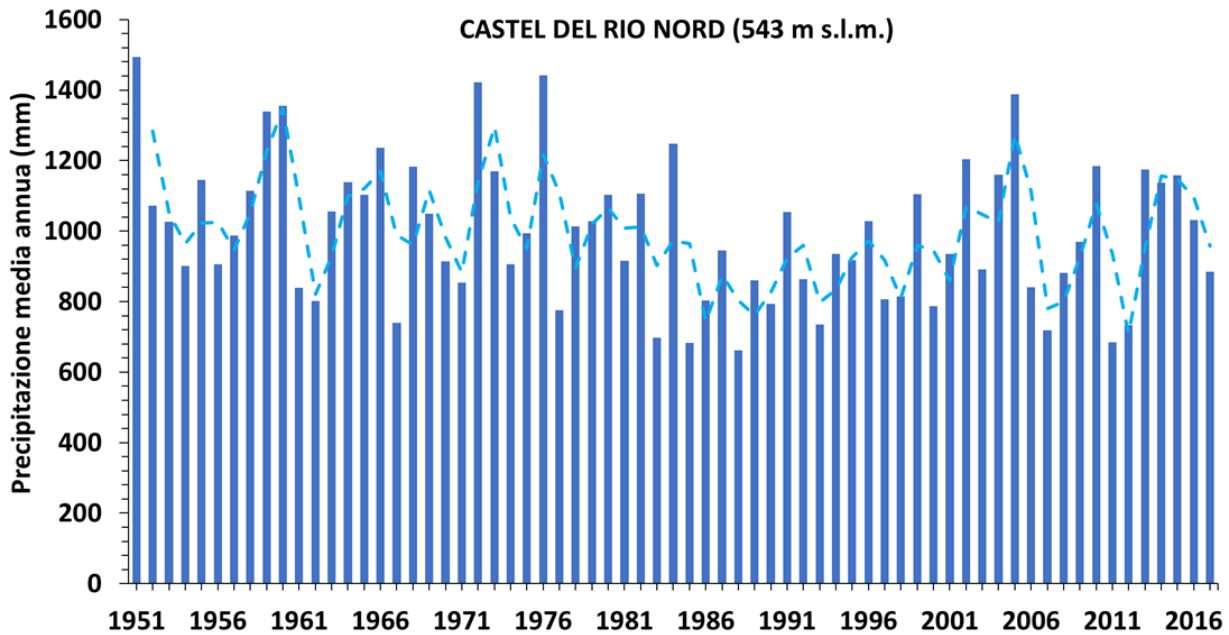
Il dato di precipitazione su un arco di 66 anni (1951-2017) della stazione di Castel del Rio Nord (**Figure** 2.1.4 e 2.1.5), mostra un valore medio annuo di 997 mm (**Tabella** 2.1.1). Le medie annue calcolate dal 1954 al 1976 e dal 1976 al 1994 sono in leggero calo (da 1132 mm a 1006 mm). Dal 1994 al 2011 la media annua resta quasi costante (1017 mm). Sommarariamente si riscontra un leggero calo delle precipitazioni durante gli ultimi 66 anni (**Tabella** 2.1.1).



**Figura 2.1.4.** Mappa delle precipitazioni medie annue in Emilia-Romagna riferite al periodo 1991-2015, con posizione della stazione di Castel del Rio (base map da Atlante climatico dell'Emilia-Romagna; <https://www.arpae.it>).

**Tabella 2.1.1.** Precipitazione media annua per la stazione meteorologica di Castel Del Rio Nord, riferita ai periodi 1954-1976; 1976-1994; 1994-2011 e 1951-2017.

Stazione meteorologica	Altitudine (m s.l.m.)	1954 – 1976 (mm)	1976 – 1994 (mm)	1994 - 2011 (mm)	1951-2017 (mm)
Castel Del Rio Nord	543	1132	1006	1017	997



**Figura 2.1.5.** Climogrammi storico della stazione di Castel Del Rio Nord (543 m s.l.m.).

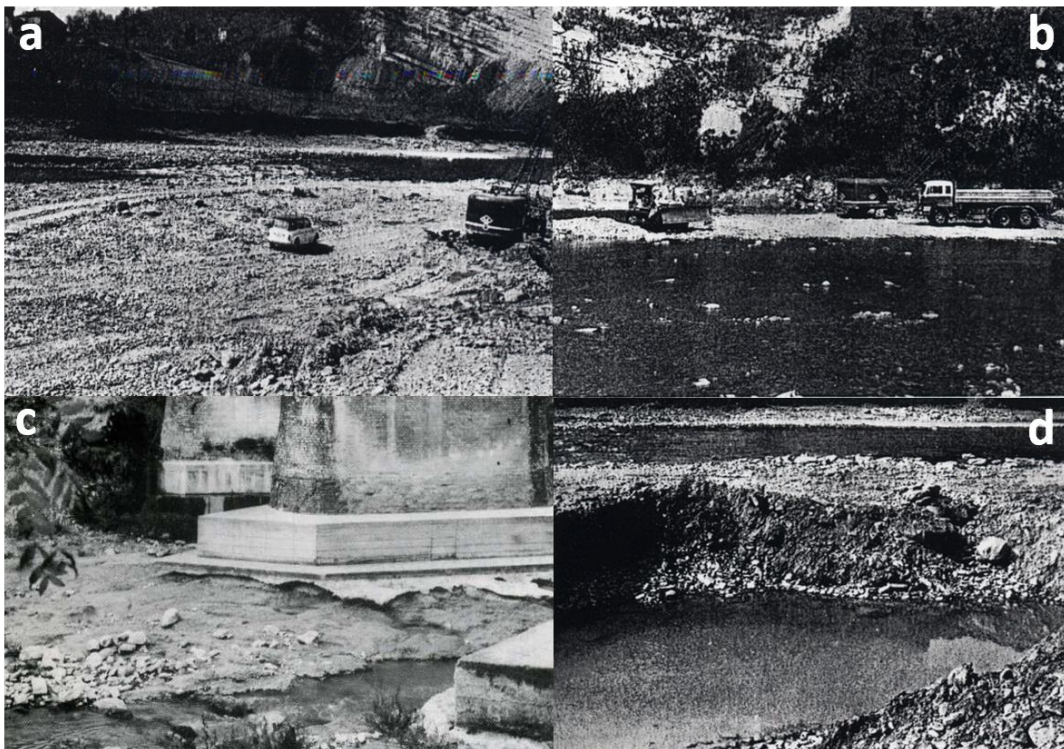
### 2.1.3 Storia del problema: estrazione di ghiaia e sabbia in alveo

La storia dell’alterazione dello stato geomorfologico dell’alveo nel Santerno inizia dai primi anni ’50, la causa principale è senza dubbio riconducibile all’escavazione di ghiaia e sabbia in alveo (Elmi & Vai, 1975; Ricci Lucchi & Vai, 1973). L’escavazione di ghiaia nell’anteguerra era tra le attività artigianali più comuni, con un carattere prevalentemente di tipo manuale, ovvero veniva estratta sabbia, ghiaia e ciottoli calcarei per la produzione di calce e muratura. Questa attività non inficiava il naturale ripascimento del corso d’acqua e in certi casi consentiva di effettuare periodiche risagomature e svasi degli alvei. Nel dopoguerra, ha assunto un carattere fortemente industriale e meccanizzato, dunque preservare lo stato naturale del corso d’acqua era esigenza secondaria a quella di tipo economica (**Figure 2.1.6a e 2.1.6b**). L’adozione sempre più diffusa di tecniche costruttive mediante uso di cemento armato ha portato ad un forte incremento dell’escavazione di inerti (i volumi estratti erano aumentati di 100/1000 volte; Vai, 1986).

Si stima che nel tratto tra Fontanelice ad Imola (più di 15 km) siano stati estratti oltre  $10^6$  m<sup>3</sup> di materiale ghiaioso, comportando abbassamenti del fondo fino ad un massimo di circa 8-10 m e talvolta di 13 m con un forte restringimento della sezione. A seguito di questa forte pressione

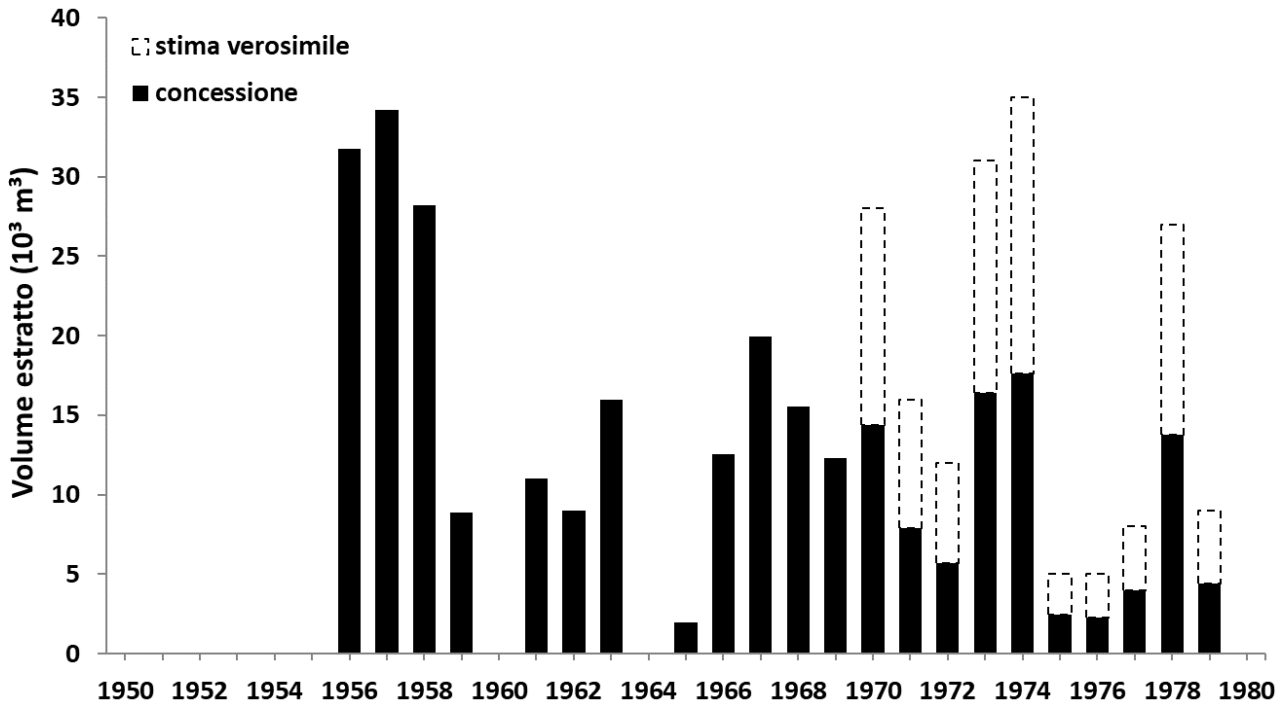
antropica si è avuta una erosione regressiva, con consequenziali dissesti che si sono susseguiti a catena. L'infossamento degli alvei e il restringimento delle sezioni, provoca un aumento della velocità del flusso e quindi della capacità erosiva, con scalzamento delle opere di attraversamento e di difesa (diversi danni si sono registrati tra le varie dighe e ponti presenti lungo il corso del Santerno; e.g., **Figura 2.1.6c**).

Inoltre, al processo di erosione consegue l'impoverimento delle falde di terrazzo e l'interruzione dei normali rapporti di scambio fra le falde di terrazzo e il corso d'acqua (perdita della falda di subalveo; **Figura 2.1.6d**). L'erosione trasferendosi agli affluenti e ai rispettivi bacini, incrementa negli stessi la possibilità di frane, quest'ultimi essendo scavati, a valle di Fontanelice, in formazioni argillose-marnose sono stati maggiormente soggetti a franosità. Dal 1956 al 1979 sono stati estratti un totale di 290.000 m<sup>3</sup> di sedimenti, questo rappresenta un dato parziale, non si dispongono stime sicure ed affidabili, considerando l'attività illecita svolta in quel periodo. Si può affermare, sulla base del dato noto, che le estrazioni hanno superato in numero le concessioni, infatti dal 1970 al 1979 le concessioni sono state dell'ordine di 88.000 m<sup>3</sup>, si stima che le estrazioni avvenute oltre concessione siano state dell'ordine di 87.000 m<sup>3</sup>, dunque estraendo un volume quasi doppio rispetto a quello concesso (**Figura 2.1.7**). Con la delibera della Giunta n. 1300 del 1982 la Regione Emilia-Romagna ha proibito lo scavo di sabbia e ghiaia in alveo, con lo scopo di ripristinare un nuovo stato d'equilibrio nei vari corsi d'acqua (Gazzolo et al., 2011).



**Figura 2.1.6.** Foto storiche dell'estrazione di inerti (**a**, **b**) ed i suoi effetti: **c**) scalzamento al piede di una pila di un ponte; **d**) abbassamento della falda di subalveo (Vai, 1986).





**Figura 2.1.7.** Dato parziale sull'estrazione di ghiaia e sabbia avvenuta nell'alveo del Fiume Santerno e riferita al periodo 1956-1979 (Ferraresi & Venturini, 1983).

#### 2.1.4 Segmento vallivo di studio

Il segmento di studio (32,5 km), scelto per lo studio delle tendenze evolutive morfologiche di tipo planimetrico a scala pluridecennale (periodo 1954 – 2014) e del segmento (cf. Introduzione, sezione 1.3) è compreso tra la confluenza con il Rio Diaterna e la traversa di pianura ubicata in località Codrignano (**Figure** 2.1.8 e 2.1.9). Sulla base del grado di confinamento è possibile suddividere il segmento in tre tratti: il tratto confinato compreso tra il Diaterna e Castel del Rio; il tratto semiconfinato che si estende fino a Borgo Tossignano e quello non confinato che termina in prossimità della traversa di Codrignano, dove inizia l'ingresso del fiume in pianura.

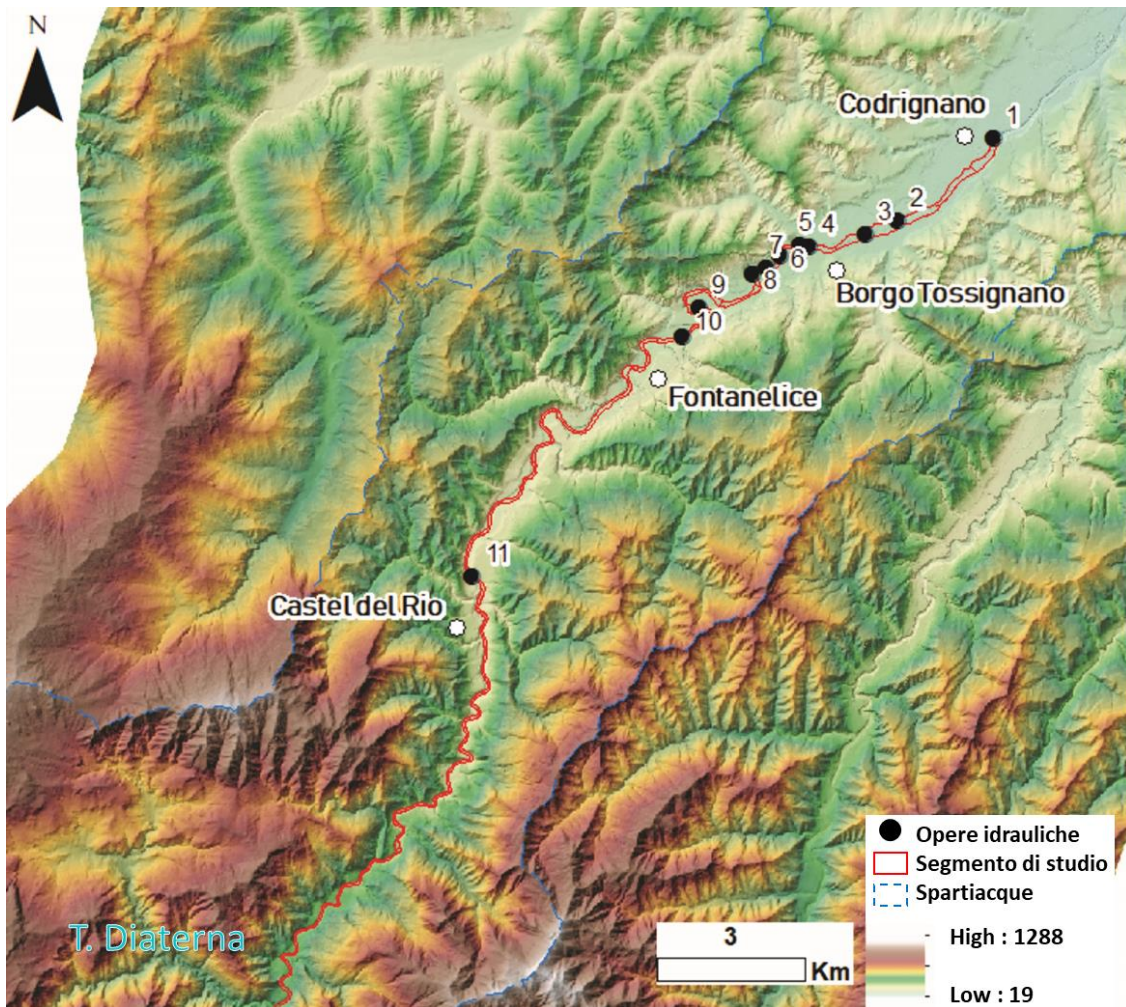
Il Santerno risulta prevalentemente meandriforme ed incassato nelle formazioni rocciose che attraversa fino a Borgo Tossignano, mentre nel tratto terminale non confinato diventa sinuoso (**Figura** 2.1.8). In alveo sono frequenti aree di esposizione del substrato roccioso, occupando gran parte dell'alveo attivo ed in particolar modo nella zona confinata. Nel settore a monte della località di Fontanelice, il materiale di fondo è costituito prevalentemente da massi con ciottoli e in misura minore ghiaie, invece nella zona successiva fino a Codrignano vi sono ghiaie e ciottoli con sabbia.

Sono frequenti in tutto il tratto confinato fino a quello semiconfinato fenomeni di crollo (**Figura** 2.1.10) che interessano le sponde rocciose sottoposte a processi di scalzamento al piede. I processi di crollo rappresentano una sorgente di sedimento del carico di fondo, determinando frequenti accumuli di grandi massi. Le opere idrauliche sono concentrate, in gran numero, nella zona semiconfinata del segmento di studio, in prossimità di Borgo Tossignano, e sono per la maggior parte di tipo trasversale (**Tabella** 2.1.2; **Figura** 2.1.8).

**Tabella 2.1.2.** Opere trasversali distribuite lungo il segmento di studio (Parma, 2018).

ID	Tipologia di Opera	Periodo di realizzazione	Codice SUM
1	traversa	pre 1954	AC
2	traversa	pre 1954	AC
3	soglia di fondo	1969-1976	AJ
4	soglia di fondo	1976-1996	AJ
5	briglia	1976-1996	AB
6	briglia	1976-1996	AB
7	soglia di fondo	1954-1969	AJ
8	briglia	1954-1969	AB
9	briglia	1996-2008	AB
10	briglia	1969-1976	AB
11	briglia	pre 1954	AB

Note: \*Codice SUM: Briglia e traversa in ambito di pianura (AC); Soglia di fondo (AJ); Briglia in ambito montano (AB).



**Figura 2.1.8.** Segmento di studio del Fiume Santerno e distribuzione delle opere idrauliche realizzate prima del 1954 fino agli anni '90. I numeri indicano le opere idrauliche presenti in alveo, le cui generalità sono riportate in Tabella 2.1.2.

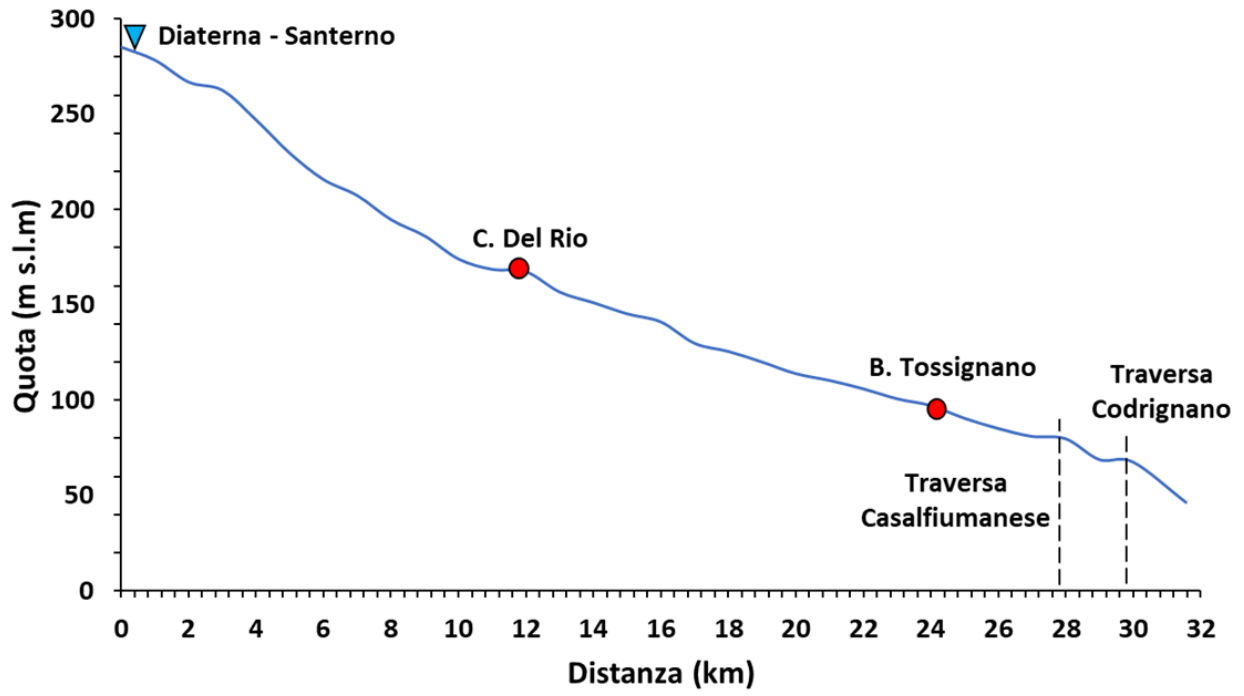


Figura 2.1.9. Profilo longitudinale del segmento di studio del Fiume Santerno.

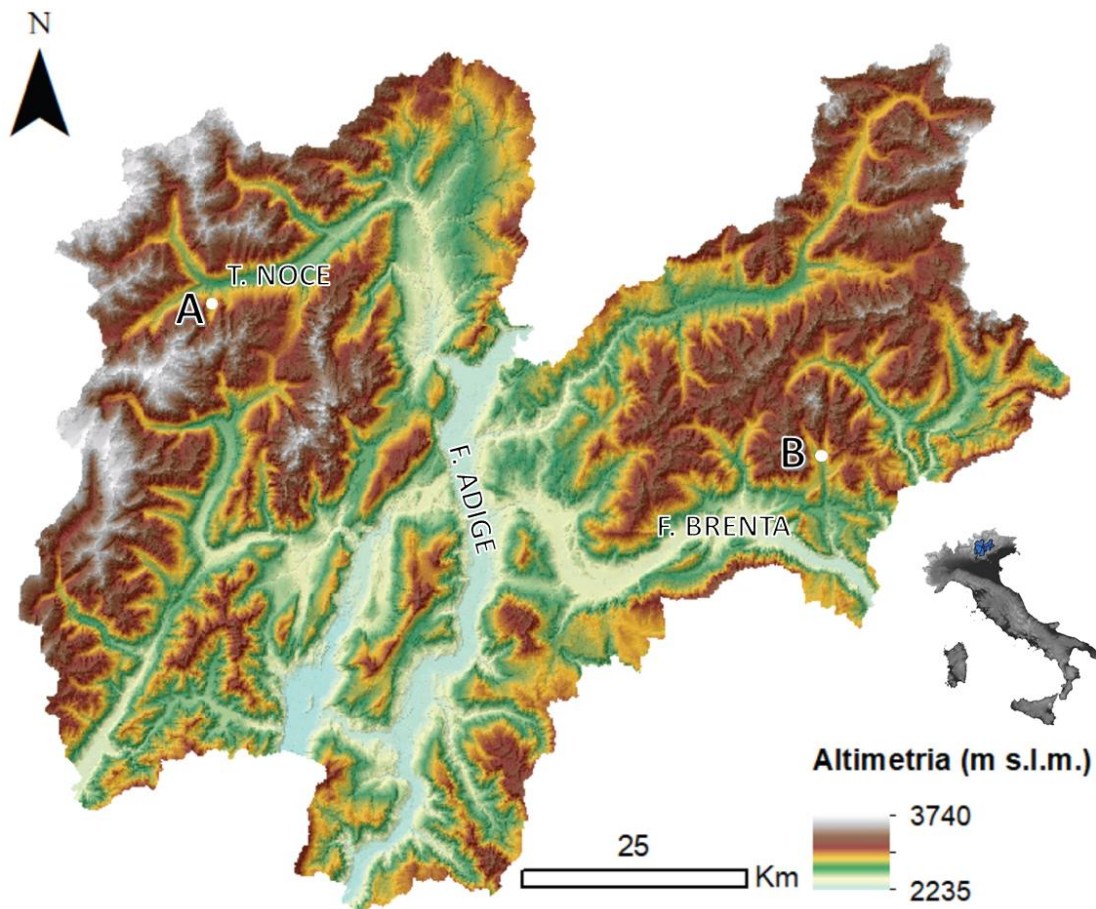


Figura 2.1.10. Vista del Fiume Santerno dal ponte Filetto (località Fontanelice) con presenza di depositi a grossi blocchi in alveo, derivanti da crolli.

## 2.2 Siti Alpini

### 2.2.1 Inquadramento Geografico e Geologico

Il Trentino (6.212 km<sup>2</sup>) è situato nel versante meridionale della catena Alpina, ed è caratterizzato da una articolata rete idrografia, risultante da una complessa orografia con ampie valli glaciali ad “U” circondate da ripidi versanti rocciosi. La morfologia di questo territorio determina la coesistenza di corsi d’acqua con caratteristiche e comportamenti diversi: i) fiumi di fondovalle, caratterizzati da una portata d’acqua piuttosto costante e pendenze contenute, e con limitata tendenza al trasporto di materiale solido; ii) corsi d’acqua a carattere torrentizio, con pendenze elevate e portate altamente variabili, e quindi con una maggiore predisposizione al trasporto di materiale solido ("<https://portal.lifefranca.eu/Utilita/Approfondimenti/Idrografia-trentina>"). Il Trentino è solcato dal Fiume Adige, che scorre verticalmente da nord verso sud, segnando il confine tra le Alpi Centrali e quelle Orientali. Il territorio trentino è quasi interamente montano, ad esclusione delle piccole aree pianeggianti situate nei fondovalli, quest’ultimi percorsi dai fiumi maggiori della Provincia (Isarco, Rienza, Noce, Avisio e Brenta). La distribuzione altimetrica del Trentino (**Figura 2.2.1**) è compresa tra 65 m s.l.m. (Lago di Garda) e 3740 m s.l.m. (Monte Cevedale).



**Figura 2.2.1.** Distribuzione altimetrica del territorio del Trentino con indicazione dei bacini di studio: **A**) il bacino del Rio Ussaia (affluente di destra del Rio Noce); **B**) il bacino del Rio Grigno (affluente di sinistra del Fiume Brenta), includendo il Rio Tolvà.

### 2.2.1.1 Il bacino Grigno-Tolvà

Il Rio Grigno nasce da un lago di origine glaciale chiamato Cima d’Asta (Trentino Orientale), circondato dai contrafforti meridionali dell’omonimo ed imponente massiccio granitico (2850 m s.l.m.). Il bacino del Rio Grigno (90 km<sup>2</sup>; **Figura 2.2.2**) è un tipico sistema fluviale montano appartenente al bacino più ampio del fiume Brenta (5840 km<sup>2</sup>), che si origina dai laghi di Caldonazzo e Levico (450 m s.l.m.) e scorre nel settore sud-orientale della Regione del Trentino per 174 km. La quota più bassa esibita dal bacino del Grigno, di 243 m s.l.m., si raggiunge in prossimità della confluenza Grigno-Brenta (**Figura 2.2.3**). Il bacino esibisce una forma allungata, e si origina da due principali torrenti, il Grigno Alto (17 km<sup>2</sup>) e il Tolvà (14 km<sup>2</sup>), quest’ultimi scorrono in modo indipendente per circa 6 km verso sud, per poi congiungersi e formare il Rio Grigno Basso.

La configurazione presentata dal reticolo idrografico è di tipo dendritico. All’interno del bacino ricadono i seguenti comuni: Pieve Tesino, Castello Tesino, Cinte Tesino e il Grigno; localizzati a 65 km ad est di Trento e 85 km a nord di Padova. Il complesso fisiografico del bacino è costituito in 4 principali settori: (i) Il settore più a Nord, a monte della confluenza del Grigno-Tolvà (Ponte della Stua); (ii) la zona subito a valle della confluenza, che si estende sui centri di Castello Tesino e Pieve Tesino; (iii) dai centri di Castello e Pieve Tesino fino alla congiunzione con il Rio Boalon; (iv) dal Rio Boalon fino alla confluenza con il fiume Brenta.

La configurazione idrografica è fortemente condizionata dalle caratteristiche del paesaggio entro cui si imposta, infatti il drenaggio idrologico del sistema Grigno-Tolvà, a causa della presenza dell’imponente massa granitica di Cima d’Asta, si sviluppa secondo due aste principali distinte, quella del Rio Grigno Alto e quella del Tolvà, assumendo una tipica forma a V (**Figura 2.2.2**).

I tributari del Rio Grigno Basso formano angoli  $\leq 90^\circ$  alla confluenza con il canale principale. La rete fluviale dei tributari del Rio Grigno è parallela ed orientata E-W, mentre i tributari del Rio Tolvà sono sub-paralleli, orientati NE-SW. Uno dei più importanti tributari del Rio Grigno, escluso il Rio Tolvà, è rappresentato dal Rio Quarazza (4,11 km<sup>2</sup>), che si immette nel canale principale immediatamente a Sud della confluenza Grigno-Tolvà, seguendo un andamento E-W. A valle, il tributario più importante è il Rio Secco (6,3 km<sup>2</sup>) disposto sulla sinistra idrografica.

Sul fianco occidentale della valle del Grigno la rete di drenaggio non è molto sviluppata e i tributari sono allineati E-W. A nord della confluenza tra il Rio Governana (12,8 km<sup>2</sup>) e il Rio Grigno, situata nelle aree circostanti ai comuni di Pieve Tesino e Castello Tesino, il Rio Solcena (5,6 km<sup>2</sup>) si immette nel Grigno. Piccoli tributari, orientati E-W, si immettono nel canale principale nell’area tra Cinte Tesino e Castello Tesino. A Sud del Rio Eguadona (ad 1 km a monte del comune di Grigno), entrando nel canyon di Murello, il Rio Grigno Basso mostra frequenti cambiamenti in direzione.

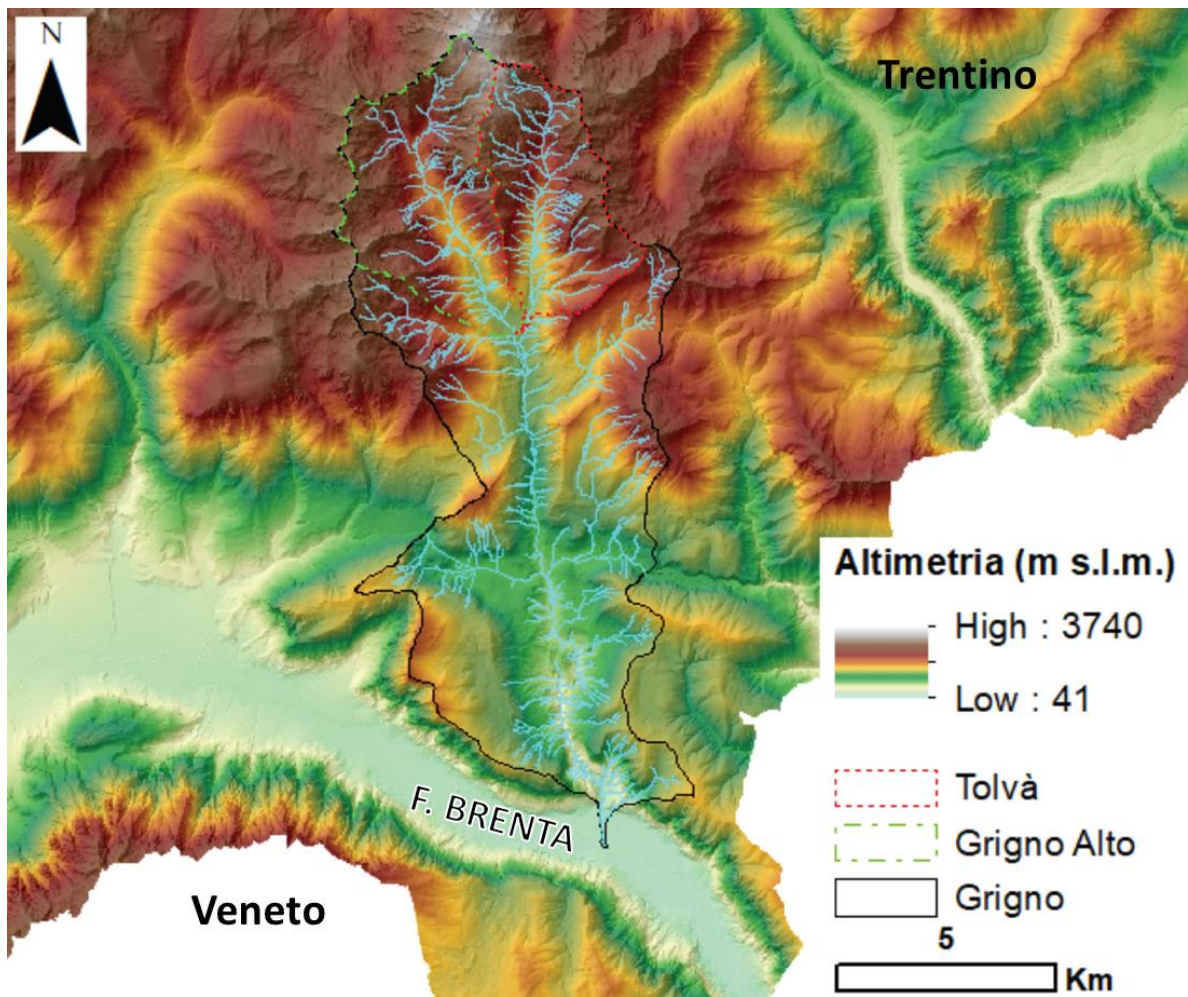
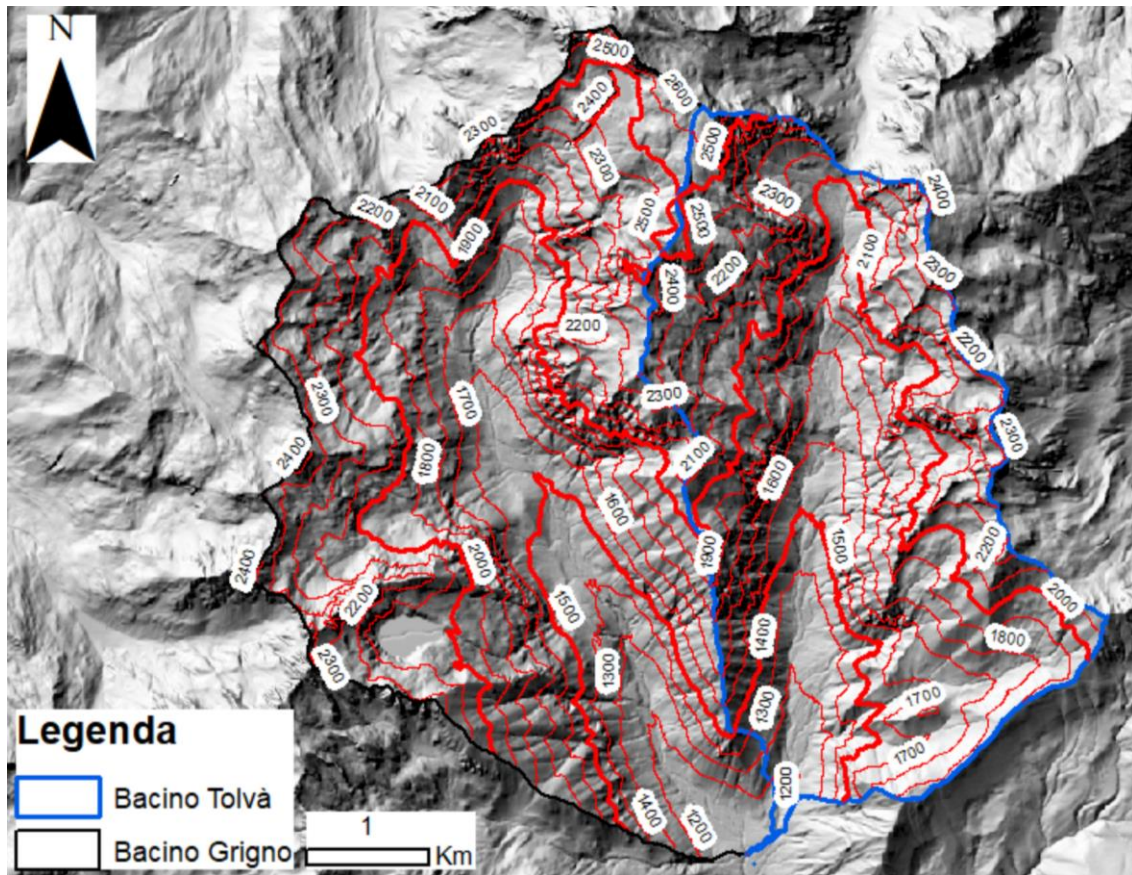


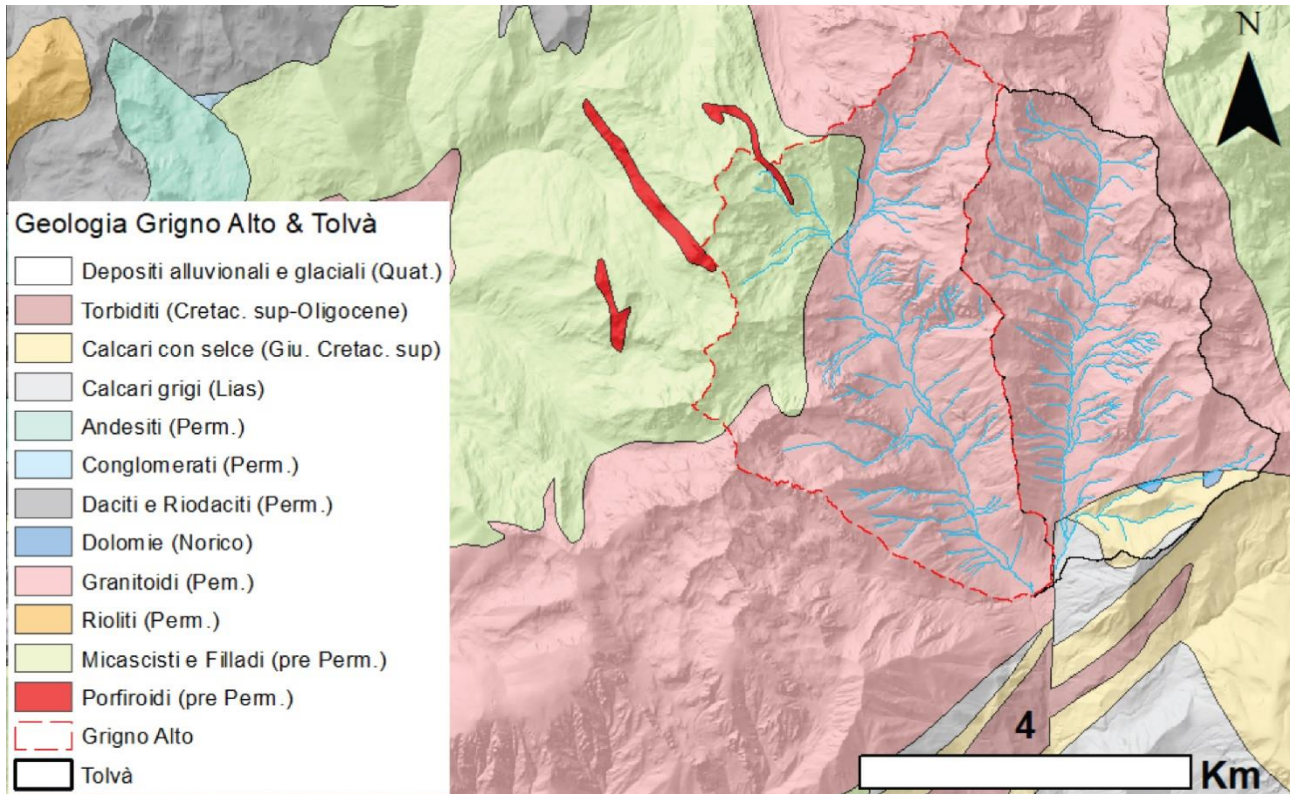
Figura 2.2.2. Intero bacino del Rio Grigno con all'interno indicati i bacini dei Rii Grigno Alto e Tolvà.



**Figura 2.2.3.** Curve di livello scansite ogni 100 m del bacino Grigno Alto e Tolva.

La geologia del bacino è composta da tre principali unità litologiche: (i) micascisti e filladi del pre-Permiano che costituiscono il basamento cristallino, (ii) il batolite ercinico di Cima d’Asta e (iii) le unità sedimentarie del Triassico superiore–Oligocene (**Figura 2.2.4**). La parte superiore del bacino appartiene al batolite di Cima d’Asta, con litologie variabili da monzoniti, monzograniti, tonaliti, granodioriti e graniti. Nel settore Nord-Occidentale del bacino sono presenti scisti micacei del pre-Permiano e filliti, che mostrano continuità laterale con i granitoidi e sono intersecati ai porfiroidi (Note illustrative della Carta Geologica d’Italia, Foglio 22 “Feltre”, 1:100.000).

Nel settore medio-inferiore del bacino sono presenti calcari silicei (Giurassico–Cretaceo superiore) delle formazioni di Biancone e ScagliaRossa e l’unità sedimentaria composta dai calcari del Lias e i carbonati clastici del Cretaceo superiore. La linea della Valsugana, il più importante allineamento strutturale presente nel bacino, separa localmente il batolite dalla sequenza sedimentaria. L’evoluzione geologica di quest’area è strettamente relazionata all’evoluzione geodinamica del Dominio Alpino Sud-Orientale.



**Figura 2.2.4.** Principali unità geo-litologiche del bacino del Grigno Alto e Tolva.

### 2.2.1.2 Il bacino Ussaia

Il Rio Ussaia drena le acque provenienti dalla Val di Sole (610 km<sup>2</sup>) ed è un affluente di destra del Rio Noce (a sua volta affluente di destra del Fiume Adige). È posizionata nel settore Nord-Occidentale della provincia di Trento, al confine con la Lombardia e si apre con direzione WSW-ENE dal Passo del Tonale (1833 m s.l.m.) fino al ponte di Mostizzolo. Oltre questo punto prende il nome di Val di Non. La Val di Sole è circondata da diversi gruppi montuosi e catene alpine: il gruppo di Ortles-Cevedale a Nord, il gruppo del Brenta ad Est e la catena montuosa di Adamello-Presanella a Sud. Il bordo settentrionale è rappresentato dal Monte Cevedale (3764 m s.l.m.) e da Cima Sternai (3443 m s.l.m.), il bordo occidentale è Punta S. Matteo (3678 m s.l.m.) e Corno dei Tre Signori (3359 m s.l.m.) ed infine il settore meridionale è rappresentato da Presanella (3556 m s.l.m.) e Monte Spinale (2104 m s.l.m.).

Alcune di queste catene montuose sono attualmente e parzialmente ricoperte da ghiacciai, quale Cevedale e Presanella, o Cima Sternai, dai quali si originano i principali affluenti del Fiume Noce. Le principali valli tributarie sono Val di Peio, Val di Rabbi e Val Meledrio. La Val di Peio è attraversata dal Rio Noce Nero e Rio Noce Bianco, mentre il primo sorge dal Corno dei Tre Signori (3360 m s.l.m.) scendendo dalla biforcazione della valle ad Est (Val del Monte), il secondo sorge sul versante Sud-Orientale del Monte Cevedale (3769 m s.l.m.) dal ghiacciaio della Vedretta della Mare e percorrendo l'omonima valle in direzione N-S. In prossimità del centro di Cogolo (1172 m s.l.m.),



i due torrenti si incontrano, originando il Noce, quest'ultimo dopo aver attraversato gran parte della Val di Sole e tutta la Val di Non si immette nell'Adige, presso il centro di Zambana (200 m s.l.m.).

La Val di Sole è una valle glaciale relitta che si imposta lungo la linea del Tonale (**Figure 2.2.5 e 2.2.6**). È caratterizzata da versanti ripidi e un ampio fondovalle, ricoperto da depositi alluvionali e detriti originatisi durante l'arretramento delle lingue glaciali. Il suo sviluppo longitudinale rispetto la catena alpina consente di osservare differenze nelle caratteristiche morfologiche e vegetazionali dei suoi versanti. Infatti, la morfologia del versante meridionale è caratterizzata dalla presenza di importanti circhi glaciali che ricalcano la roccia intrusiva e importanti depositi di till, e la vegetazione dominante è di tipo boschivo. Diversamente dal primo, quello settentrionale è caratterizzato da una scarsa quantità di till e sono diffuse le colture.

Nella porzione superiore del bacino del Rio Ussaia, affiorano tonaliti del batolite dell'Adamello che si sono intrusi nei paragneiss pre-permiani durante l'Oligocene (Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 25 "Rabbi", 1:50.000).

La presenza per lunghi periodi del Pleistocene di estese aree glaciali ha intensamente condizionato le caratteristiche dei sedimenti quaternari; infatti, i versanti delle valli sono in buona parte ricoperti da depositi glaciali e più raramente da cordoni morenici. Till di ablazione sono localizzati lungo i versanti della Val di Sole, con spessori variabili e raggiungendo anche qualche decina di metri. I sedimenti, poco consolidati, sono spesso soggetti a intensi fenomeni di erosione calanchiva lungo i numerosi tributari del Rio Noce in destra orografica della Val di Sole. In Val di sole in sinistra orografica, questi depositi sono scarsi e prevalgono terrazzi di abrasione glaciale. L'attuale aspetto di questo bacino è legato all'interazione tra fenomeni erosivi, prevalentemente di natura glaciale e fluviale e in subordine meteorica.

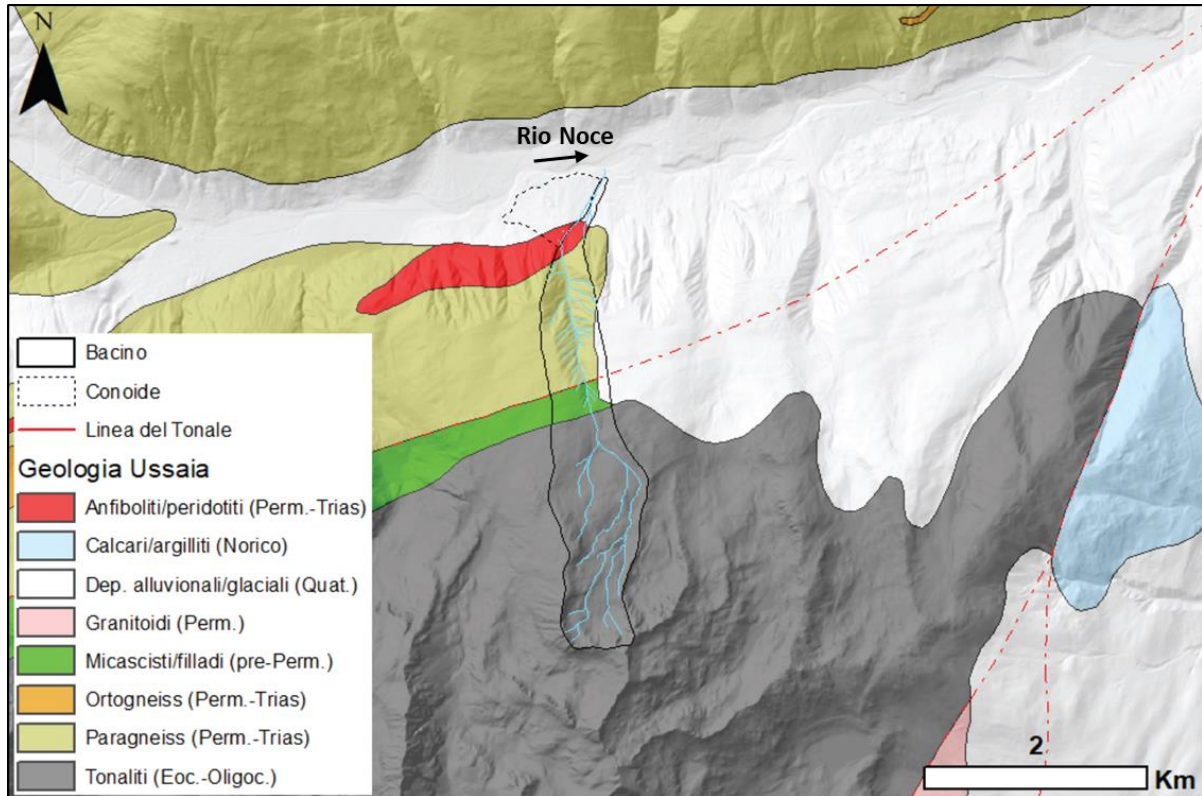


Figura 2.2.5. Principali unità geo-litologiche del bacino del Rio Ussaia.

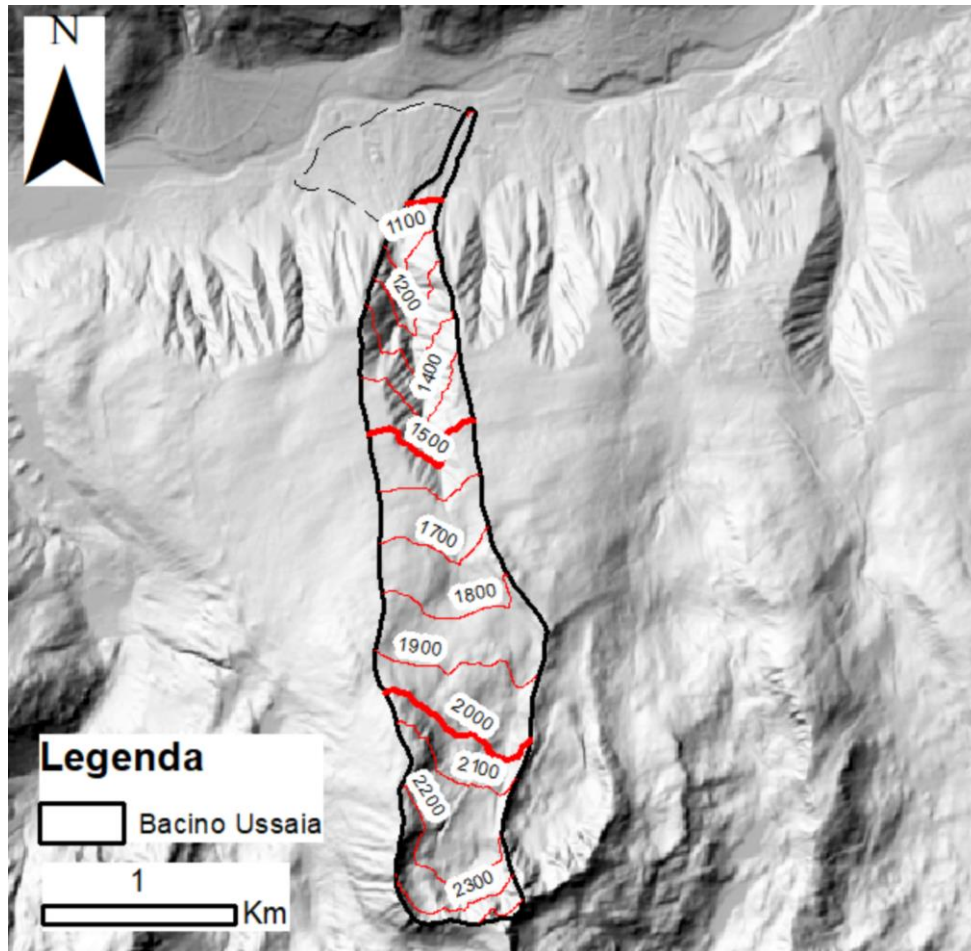
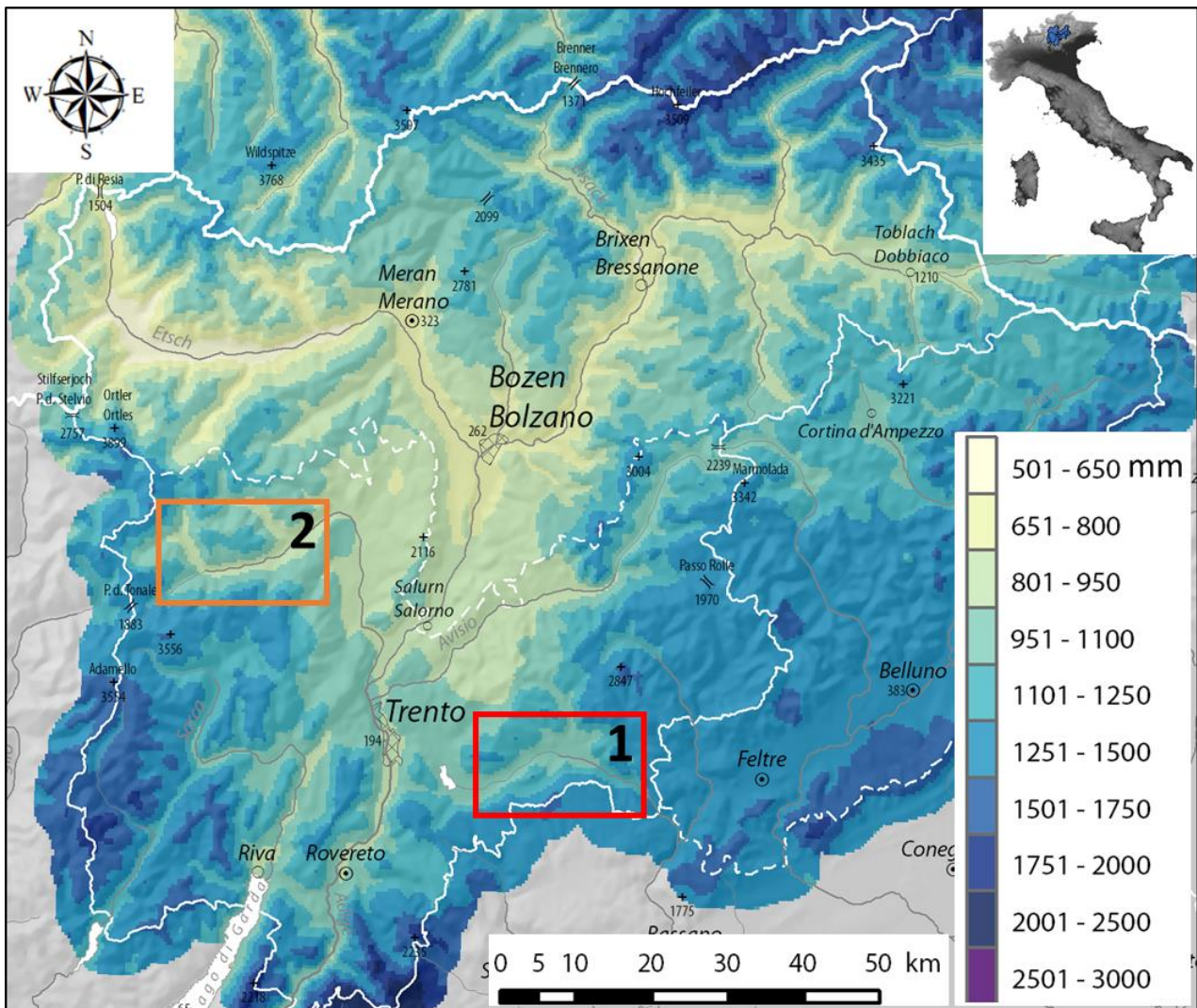


Figura 2.2.6. Curve di livello scansate ogni 100 m del bacino Ussaia.

### 2.2.2 Inquadramento climatico

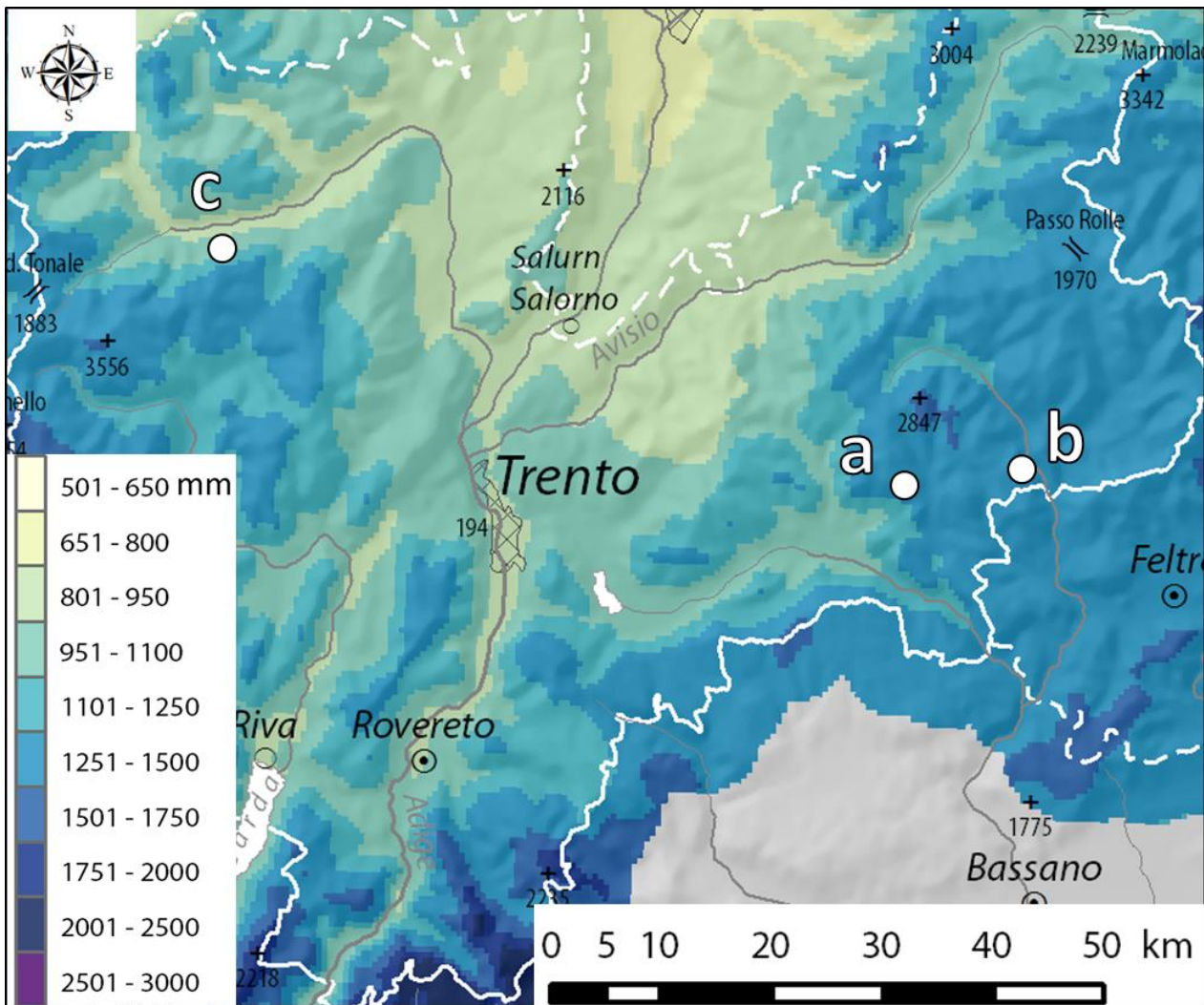
Il bacino dei Rii Grigno e Tolvà (Valsugana) e del Rio Ussaia (Val di Sole) sono situati nella Regione del Trentino Alto-Adige (**Figura 2.2.7**), il cui clima (di tipo continentale o alpino di alta montagna) varia in modo considerevole a causa della sua complessa orografia, dunque in base alla sua esposizione rispetto ai venti predominanti e quota. In generale, le precipitazioni più consistenti cadono sui rilievi più elevati e nei settori meridionali ed occidentali della regione, dove l'esposizione dei rilievi raccoglie l'umidità apportata dai venti occidentali e meridionali che accompagnano il passaggio delle perturbazioni atlantiche (<https://www.centrometeoitaliano.it>).



**Figura 2.2.7.** Mappa della distribuzione della precipitazione media annua riferita al periodo 1981–2010 nella Regione del Trentino Alto-Adige (modificata da <http://www.clima-alpino.eu>). **1.** Valsugana; **2.** Val di Sole.

Le stazioni meteorologiche di riferimento nell'area di studio (**Figura 2.2.8**) sono: la stazione di Malga Sorgazza (1435 m s.l.m.) per il Rio Grigno, Passo Brocon (1616 m s.l.m.) per il Rio Tolvà e Mezzana (935 m s.l.m.) per il Rio Ussaia (**Tabella 2.2.1**). La mappa della distribuzione della precipitazione media annua per la Provincia di Trento (**Figura 2.2.8**) mostra valori in diminuzione procedendo dai settori periferici della catena alpina (e.g. Valsugana) verso quelli più interni (e.g. Val

di Sole). Risulta evidente come i siti di studio siano caratterizzati da forzanti meteorologiche diverse, il cui effetto si intende indagare sul trasporto solido (cf. Introduzione, sezione 1.4). Le stazioni meteorologiche di riferimento rispettivamente per Rii Grigno, Tolvà e Ussaia, sono: (i) Malga Sorgazza (MS), localizzata 1,8 km a valle del sito di monitoraggio, (ii) Passo Brocon (PB), localizzata a 1,8 km ad Est di MS e 3,5 km a NW di PB e (iii) Mezzana (ME), posta a circa 200 m dal sito di studio.



**Figura 2.2.8.** Mappa della distribuzione della precipitazione media annua riferita al periodo 1981 – 2010 nella Regione del Trentino Alto-Adige ritagliata per la sola provincia di Trento (modificata da <http://www.clima-alpino.eu>). Si osserva la posizione delle stazioni meteorologiche **a.** Malga Sorgazza (Lat: 46°18'47.9" N, Long: 10°47'45.3" E), **b.** Passo Brocon (Lat: 46°06'59.7" N; Long: 11°39'46.4), **c.** Mezzana (Lat: 46°08'00.8" N; Long: 11°35'59.6" E).

**Tabella 2.2.1.** Dato delle stazioni meteorologiche d'interesse.

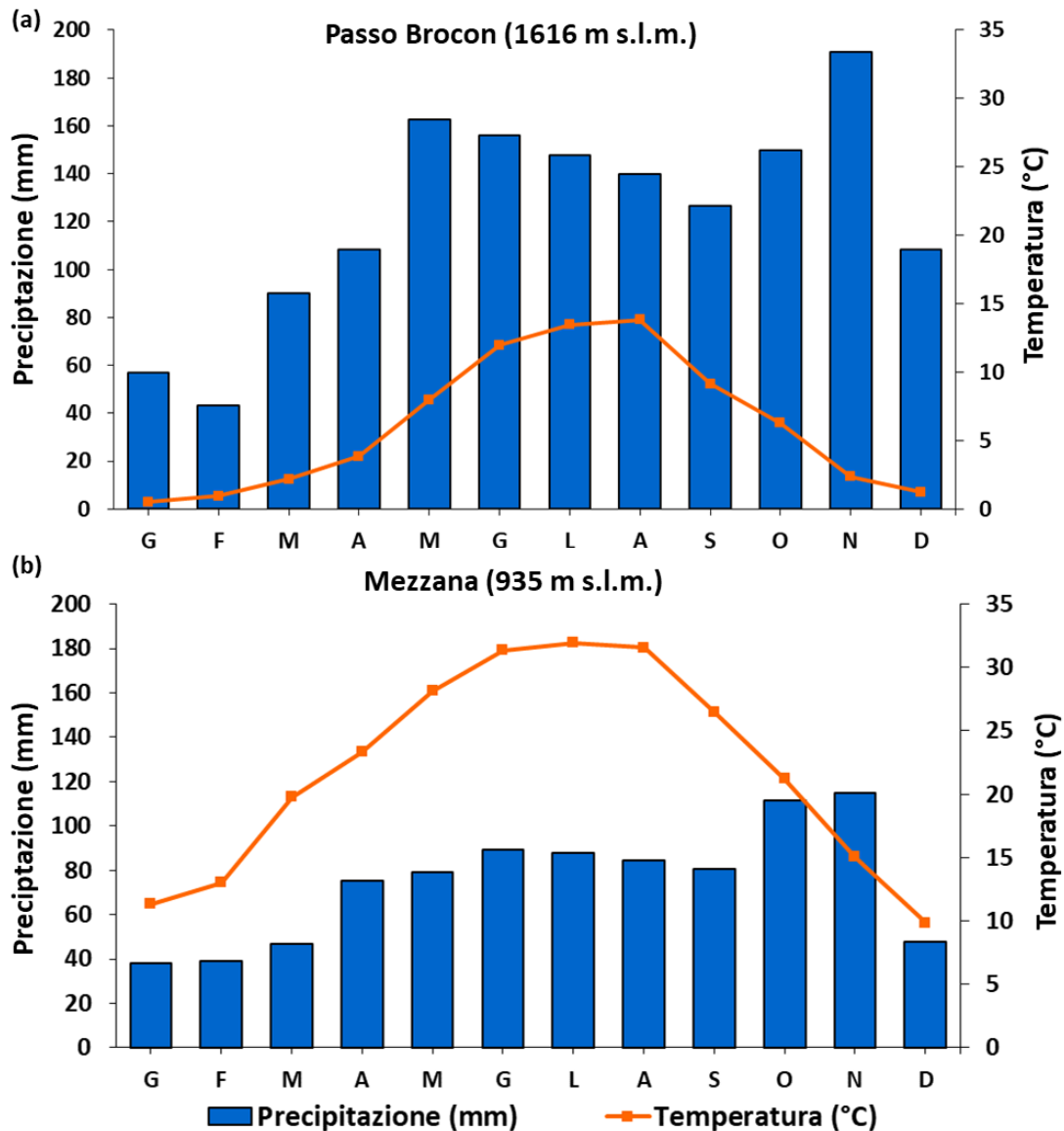
Stazione meteorologica	Sito	Quota (m s.l.m.)	Attiva dal
Malga Sorgazza	Rio Grigno	1435	Giugno 2012
Passo Brocon	Rio Tolvà	1616	Gennaio 1988
Mezzana	Rio Ussaia	935	Gennaio 1989

### 2.2.2.1 Caratterizzazione climatica: periodo 1990-2018

I dati storici delle precipitazioni e temperature, consentono di inquadrare ulteriormente le aree studio da un punto di vista climatico. I climogrammi alla stazione di Passo Brocon e Mezzana (**Figura 2.2.9**) mostrano i dati di temperatura e precipitazione riferiti al periodo 1990–2018, rivelando valori considerevolmente alti nella Valsugana (media annua storica di 1281 mm), rispetto quelli raggiunti in Val di Sole (861 mm).

Le condizioni climatiche della Valsugana sono tipiche dell'ambiente alpino, con estati corte e calde ed un inverno caratterizzato da abbondanti precipitazioni nevose. I valori massimi di precipitazione si raggiungono durante i mesi di Maggio-Giugno a causa di temporali estivi convettivi, e in Ottobre-Novembre come fronti temporaleschi atlantici (**Figura 2.2.9a**). Da Maggio ad Ottobre, la precipitazione media mensile è di 147 mm, mentre a Novembre la massima annua non supera i 190 mm. Infine, tra Dicembre e Marzo si registra la media minima di 74 mm. La temperatura media mensile nel mese più caldo (Agosto) è di 13 °C, mentre durante il mese più freddo (Gennaio) valori di poco superiori allo zero. Il deflusso idrologico è dominato dallo scioglimento nivale, da Aprile a Giugno, ma le alluvioni estive ed autunnali apportano un importante contributo al regime del deflusso. Un ulteriore contributo potrebbe essere rappresentato dagli eventi di pioggia su neve, specialmente durante il mese di Maggio.

Anche nella Val di Sole dominano condizioni climatiche tipiche dell'ambiente alpino. La temperatura media mensile nel mese più caldo (Agosto) è di 23 °C, mentre durante il mese più freddo (Gennaio) è di 11 °C. Le massime precipitazioni si raggiungono nella stagione primaverile e autunnale (**Figura 2.2.3b**); l'innnevamento è di norma continuo da Dicembre fino a Marzo. Da Maggio ad Ottobre, la precipitazione media mensile è di 89 mm, mentre a Novembre la massima annua non supera i 120 mm. Tra Dicembre e Marzo si registra la media minima di 43 mm.



**Figure 2.2.9.** Climogramma della stazione meteorologica: a) Passo Brocon e b) Mezzana. Precipitazione e temperatura media mensile riferite al periodo 1990-2018 (risorsa <https://www.meteotrentino.it>).

### 2.2.2.2 Caratterizzazione climatica: periodo 2014-2016

Per gli obiettivi già espressi (cf. Introduzione, sezione [1.4](#)), risulta indispensabile una attenta analisi delle forzanti meteorologiche che hanno caratterizzato il periodo (2014–2016) dedicato all'attività di monitoraggio del trasporto solido:

- **2014:** anno con precipitazioni ben superiori alla media (**Figura 2.2.10**). L'aumento delle precipitazioni invernali è risultato particolarmente significativo nei mesi di Gennaio e Febbraio. Durante la primavera non si osservano precipitazioni eccezionali, con valori massimi nel mese di Marzo e minimi a Maggio. L'estate viene ricordata per le condizioni di maltempo che hanno dominato il periodo estivo Giugno-Agosto, infatti si registrano valori di precipitazioni piuttosto alti. Nel mese di Ottobre le precipitazioni sono state in prevalenza inferiori alla media, ma ben superiori nel mese

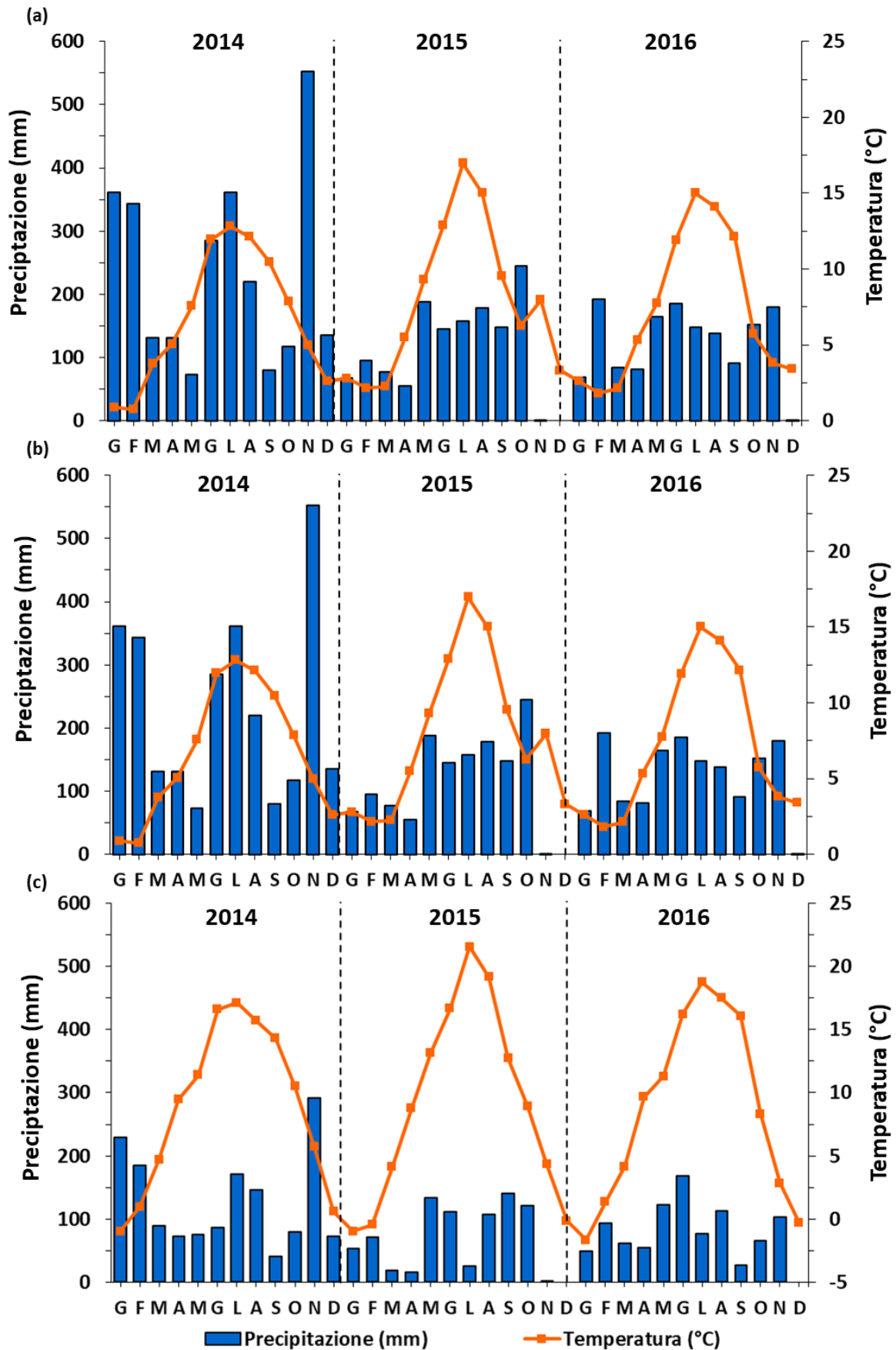
di Novembre (**Figura 2.2.10**), che è stato interessato da diversi fenomeni temporaleschi, portando a raddoppiare il numero di giornate piovose; L'eccezionalità delle precipitazioni si riflette anche sugli apporti di neve fresca che tuttavia, date le elevate temperature, hanno assunto valori da record alle quote superiori di circa 1500-1700 m s.l.m., mentre gli episodi nevosi a bassa quota sono stati pochi e perlopiù concentrati nel mese di Gennaio.

- **2015:** è stato l'anno più caldo in assoluto dal 1880 a livello globale e anche in Italia (<https://www.meteotrentino.it>), con temperature massime durante il mese di Luglio. Il 2015 appare un anno con precipitazioni inferiori alla media (**Figura 2.2.10**). Se si considerano gli andamenti stagionali, si osserva come il solo inverno abbia avuto un contributo maggiore rispetto alle altre stagioni, raggiungendo i massimi apporti durante il mese di Ottobre per la stazione di Malga Sorgazza e Passo Brocon (**Figura 2.2.10a e 2.2.10b**), e durante il mese di Settembre per Mezzana (**Figura 2.2.10c**). Le precipitazioni sono risultate assenti per tutto il mese di Dicembre, superando record storici. Il mese di Marzo è stato poco piovoso, registrando un aumento degli apporti durante Maggio. L'andamento delle precipitazioni nevose torna a registrare valori nella norma dopo l'eccezionalità della precedente stagione invernale.
- **2016:** è stato senza dubbio un anno caldo, tuttavia senza raggiungere i valori record del 2015, con valori in precipitazione ancora inferiori alla media (**Figura 2.2.10**). Andando a considerare gli andamenti stagionali, gli apporti massimi si registrano nei mesi di Giugno-Luglio, mentre a Dicembre, in accordo al 2015, le precipitazioni sono risultate del tutto assenti. Durante la primavera e l'autunno non si sono registrati apporti particolarmente elevati. Per quanto riguarda l'andamento delle precipitazioni nevose la stagione invernale 2015-2016 registra valori sostanzialmente nella norma (<https://www.meteotrentino.it>).

Ricapitolando si andranno ad analizzare gli effetti sul trasporto solido causati da condizioni di regime idrologico eccezionale del 2014, contro quelle ordinarie del periodo 2015-2016. Nella Valsugana, gli apporti sono stati considerevolmente superiori rispetto quelli registrati in Val di Sole (**Tabella 2.2.2**), il calo importante si assiste dal 2014 al 2015, per poi mantenersi più o meno costante durante il 2016.

**Tabella 2.2.2** Dato di precipitazione totale annua e media annua storica per il periodo 2014-2016 delle stazioni meteorologiche d'interesse.

<i>Stazione meteorologica</i>	<i>Sito</i>	<i>Precipitazione totale annua (mm)</i>			<i>Precipitazione media annua storica (mm)</i>
		<i>2014</i>	<i>2015</i>	<i>2016</i>	<i>1990 - 2017</i>
Malga Sorgazza	Rio Grigno	2789	1356	1484	---
Passo Brocon	Rio Tolvà	2798	1129	1654	1281
Mezzana	Rio Ussaia	1540	799	832	861



**Figura 2.2.10.** Climogramma della stazione meteorologica: **a)** Malga Sorgazza, **b)** Passo Brocon e **c)** Mezzana. Precipitazione e temperatura media mensile riferite al periodo 2014-2016 (risorsa <https://www.meteotrentino.it>).



### 2.2.3 Siti di monitoraggio

#### 2.2.3.1 Il sistema Grigno-Tolvà

Il tratto monitorato del Rio Grigno è posizionato nella zona superiore del bacino (area sottesa di 7 km<sup>2</sup>, 1560 m s.l.m.) dove sono presenti le rocce granitiche appartenenti al batolite di Cima d'Asta, ad eccezione del settore Nord-Occidentale dove affiorano scisti e filladi del pre-Permiano. Ad una quota di 1562 m s.l.m. è installato l'idrometro e da quel punto inizia il tratto monitorato e la zona dove sono stati rilasciati i traccianti (**Figura 2.2.11**). La valle del Rio Grigno si presenta altamente confinata nella sua porzione superiore, questo grado di confinamento gradualmente tende a diminuire procedendo verso la confluenza con il Rio Grigno Basso. Inoltre, nella parte alta del bacino vi è la presenza di un tratto in roccia (**Figura 2.2.12**).

Il tratto monitorato del Rio Tolvà è posizionato anch'esso nel settore superiore del bacino (area sottesa di 7 km<sup>2</sup>, 1405 m s.l.m.; **Figura 2.2.13**). Analogamente al Rio Grigno, la valle del Tolvà presenta un alto grado di confinamento nel suo settore superiore, per poi decrescere verso valle. Diversamente dal Rio Grigno, il Rio Tolvà non è caratterizzato dalla presenza di pareti in roccia nella sua porzione superiore.

A monte del tratto monitorato vi è la presenza di una valle fluvio-glaciale sospesa (1700 m s.l.m.; **Figura 2.2.13**). I Rii Grigno e Tolvà scorrono su depositi colluvionali, con presenza all'interno del bacino di numerosi corpi di till glaciale e ghiaie, sabbie, limi e subordinate argille. Questi sedimenti sono poco consolidati e spesso soggetti ad intensi dilavamenti da parte delle acque meteoriche. I siti di monitoraggio dei Rii Grigno e Tolvà sono caratterizzati da una morfologia scabrosa e ripida. La morfologia di canale è dominata da step-pool e boulder-cascades (e.g. Montgomery & Buffington, 1997; cf. **Figura 2.2.14**).

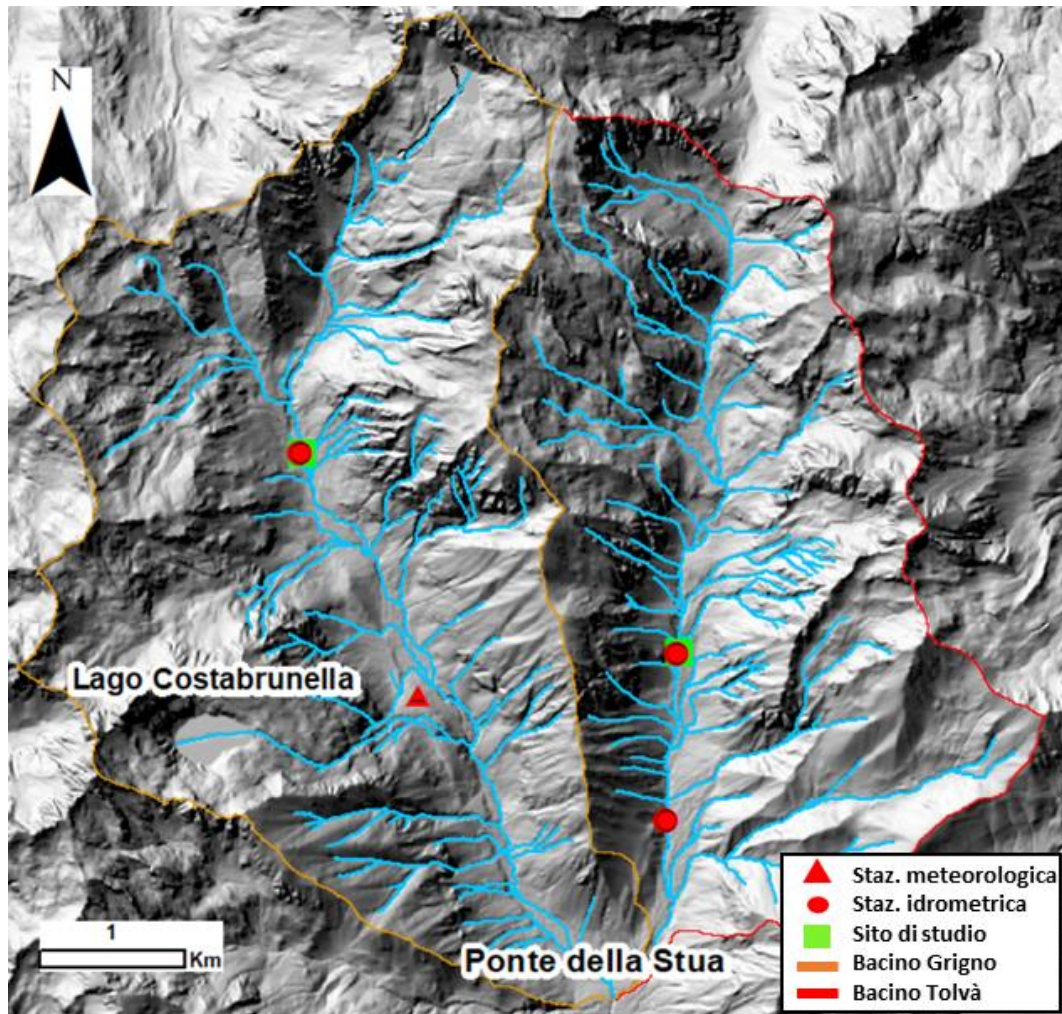


Figura 2.2.11. Posizione delle stazioni meteorologiche e idrometriche e dei siti di monitoraggio nel bacino del Grigno e Tolv.

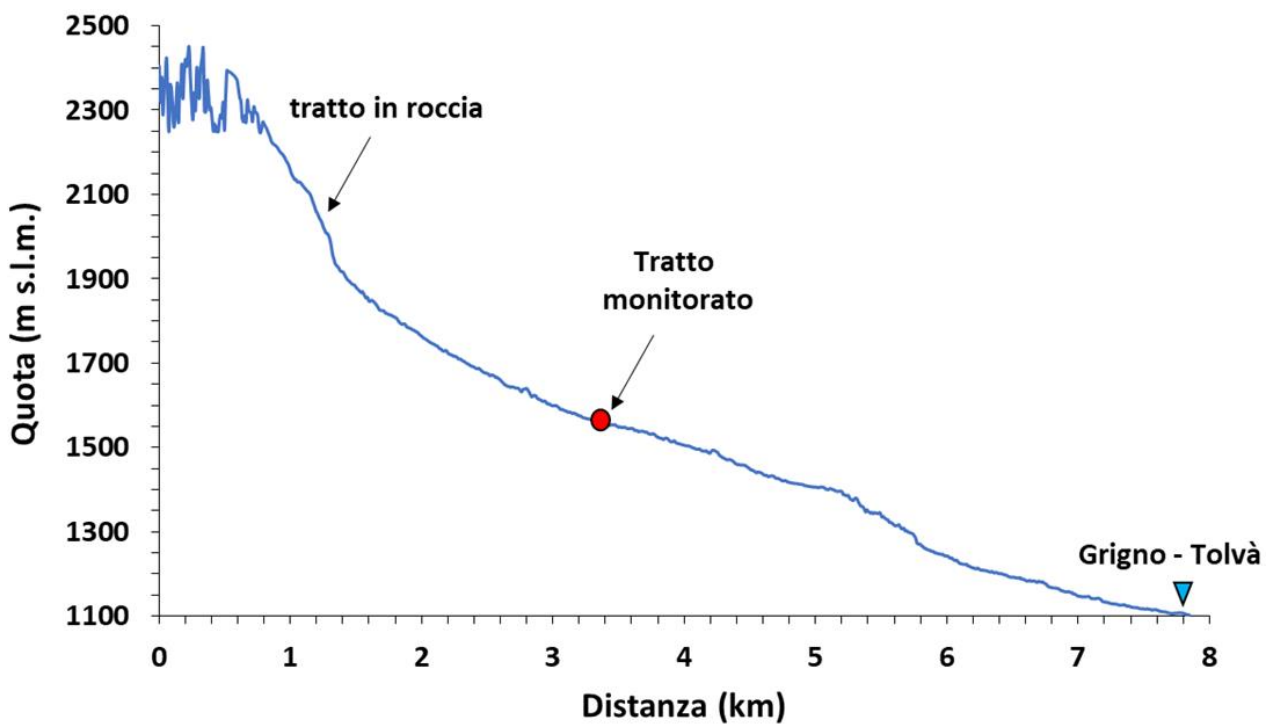


Figura 2.2.12. Profilo longitudinale del Rio Grigno con posizione del tratto monitorato.

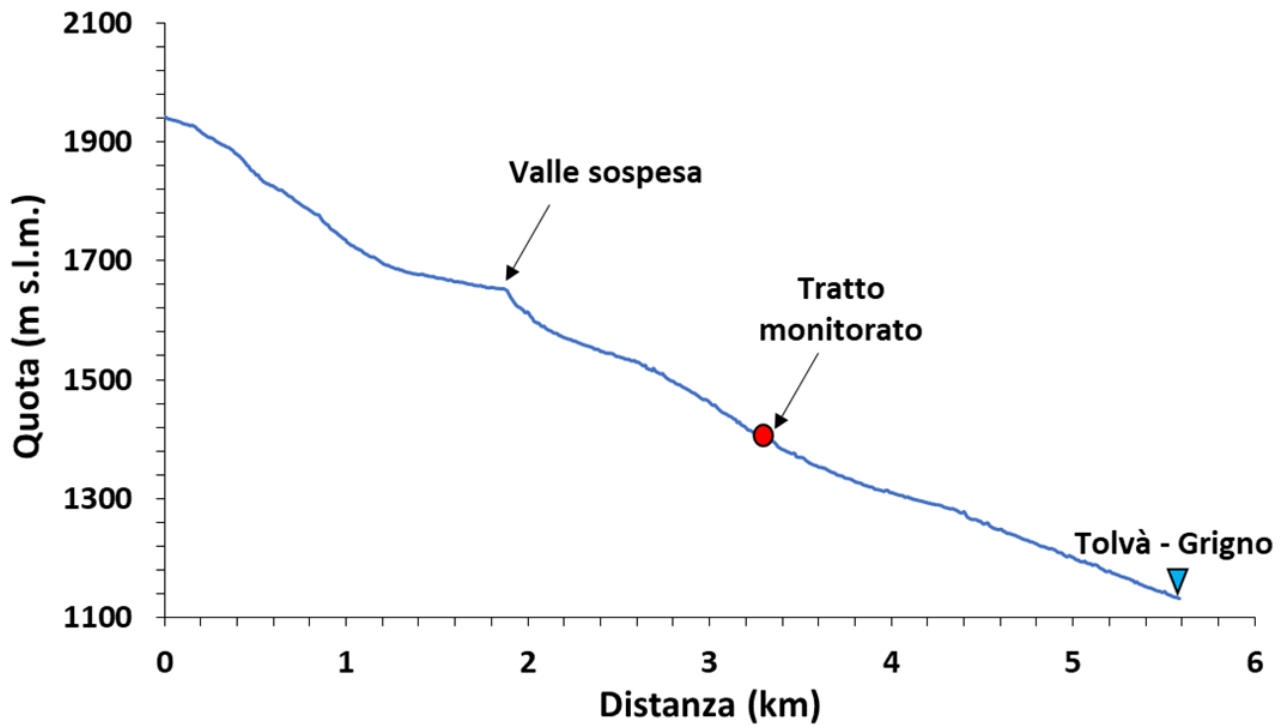


Figura 2.2.13. Profilo longitudinale del Rio Tolva con posizione del tratto monitorato.



Figura 2.2.14. Morfologia step-pool e boulder cascade nel Rio Grigno (a sinistra) e Rio Tolva (a destra) (Toro, 2015).

### 2.2.3.2 Il Rio Ussaia

Il tratto monitorato del Rio Ussaia è posizionato nel settore inferiore del bacino (area sottesa di 2,3 km<sup>2</sup>, 935 m s.l.m.; **Figura 2.2.15**). Il Rio Ussaia sorge all'interno di un circo glaciale relitto (quota massima di 2389 m s.l.m., quota minima di 890 m s.l.m.), nel settore superiore del suo bacino scorre su materiali colluviali, per poi continuare il suo cammino, a partire da 1900 m s.l.m., su uno spesso strato di till glaciale poco consolidato e soggetto ad intensi dilavamenti da parte di acque meteoriche (si parla di erosione simil calanchiva).

I depositi alluvionali e il till glaciale sono costituiti dai litotipi intrusivi erosi dal plutone della Presanella. Il till glaciale si origina dalla presenza di spalle glaciali del principale ghiacciaio del Rio Noce che dominava questa valle e dai suoi ghiacciai tributari. Nel settore intermedio del bacino, alla quota di 1500 m s.l.m., il torrente inizia ad incidere il basamento Alpino, attraversando il contatto tra paragneiss ed un corpo lenticolare di anfibolite.

Nella porzione inferiore del bacino, ad una quota di 1100 m s.l.m., la pendenza dell'asta fluviale inizia a diminuire e la valle ad allargarsi, inoltre si osserva la presenza di un grande conoide (**Figura 2.2.15**) da debris interamente vegetato superiormente e rimodellato da interventi antropici nella parte inferiore. La valle del Rio Ussaia esibisce un alto grado di confinamento nella sua porzione più alta. Ad una quota di 1700 m s.l.m., la presenza del contatto tettonico della linea di faglia del Tonale, determina una diminuzione delle proprietà meccaniche delle rocce, permettendo la formazione di una gola in roccia. All'interno del tratto monitorato il confinamento diminuisce. Rio Ussaia presenta stessa morfologia di canale dei Rii Grigno e Tolvà, ovvero step-pool e boulder cascade (**Figura 2.2.16**).

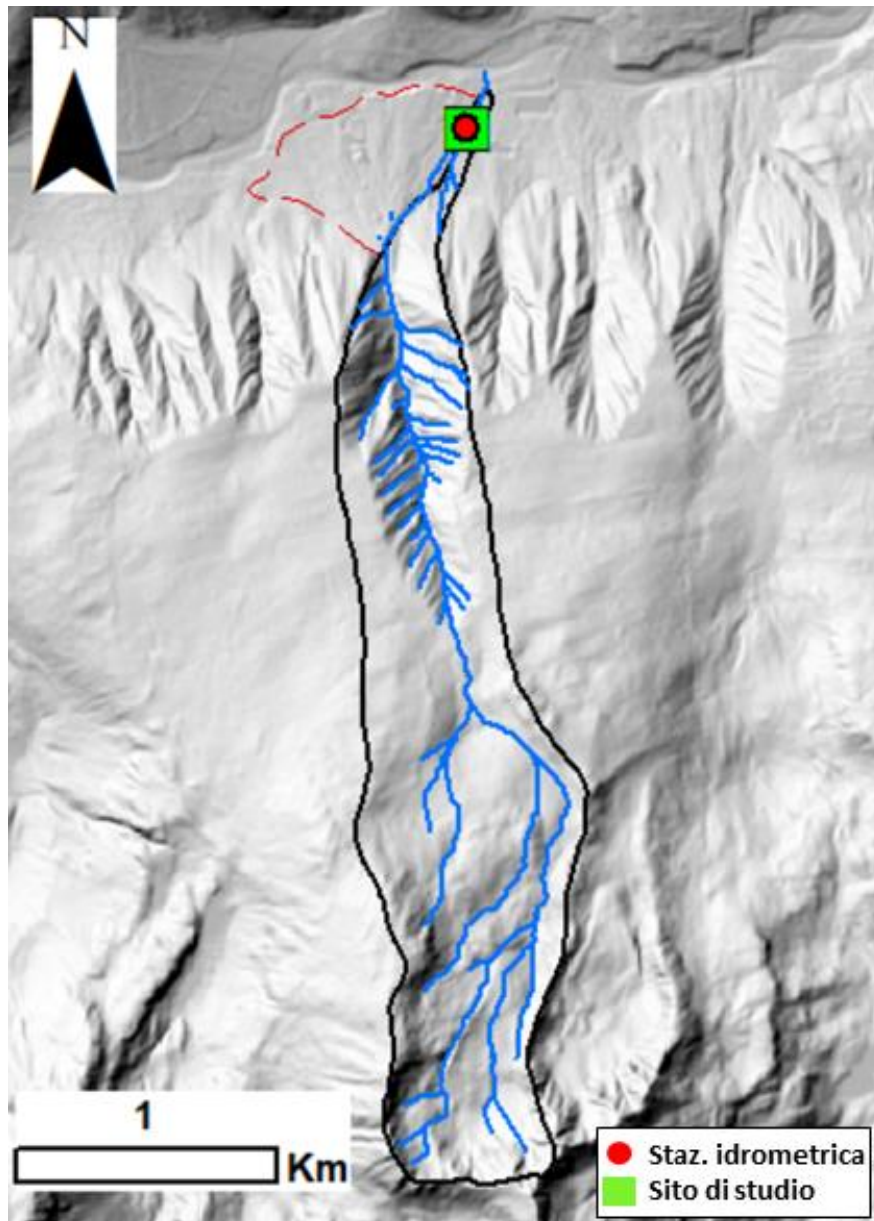
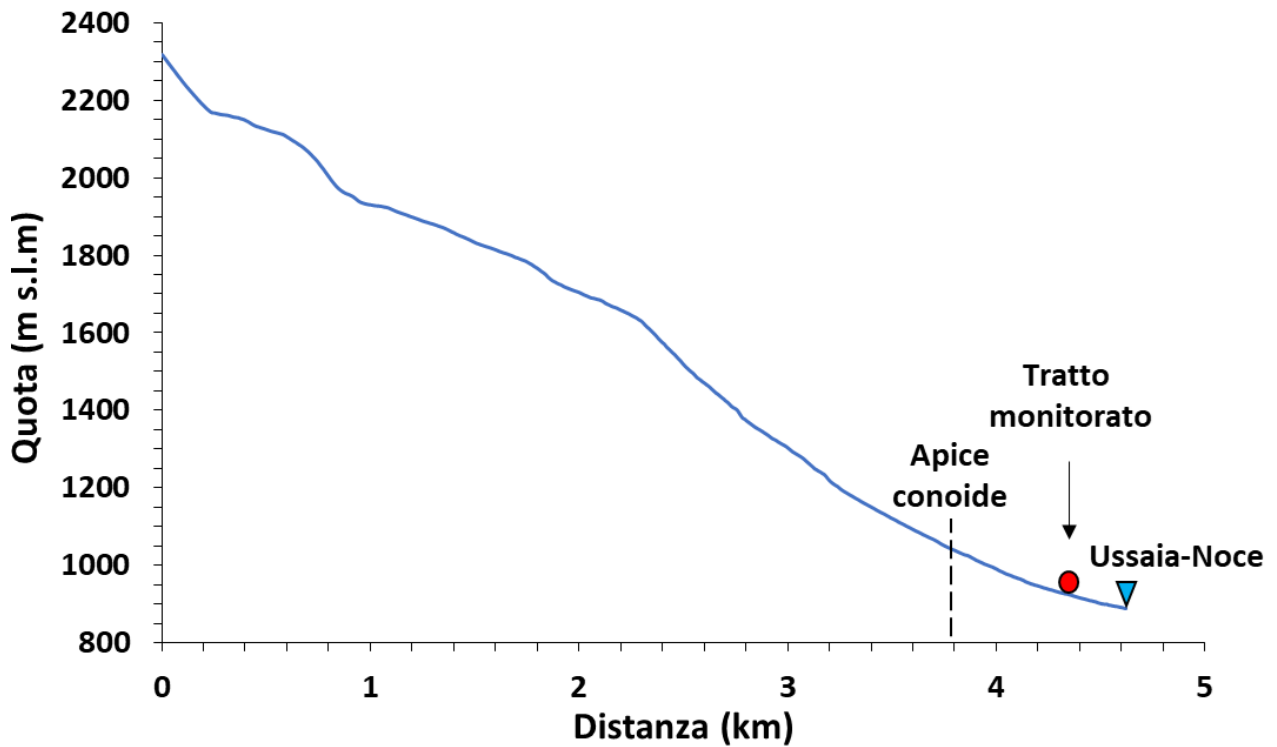


Figura 2.2.15. Posizione del sito di monitoraggio e stazione idrometrica nel bacino del Rio Ussia.



**Figura 2.2.16.** Morfologia a step-pool e boulder cascade in Ussaia, si noti la presenza della componente fine derivante dall'erosione di uno spesso deposito glacigenico presente a monte del tratto monitorato (Toro, 2015).

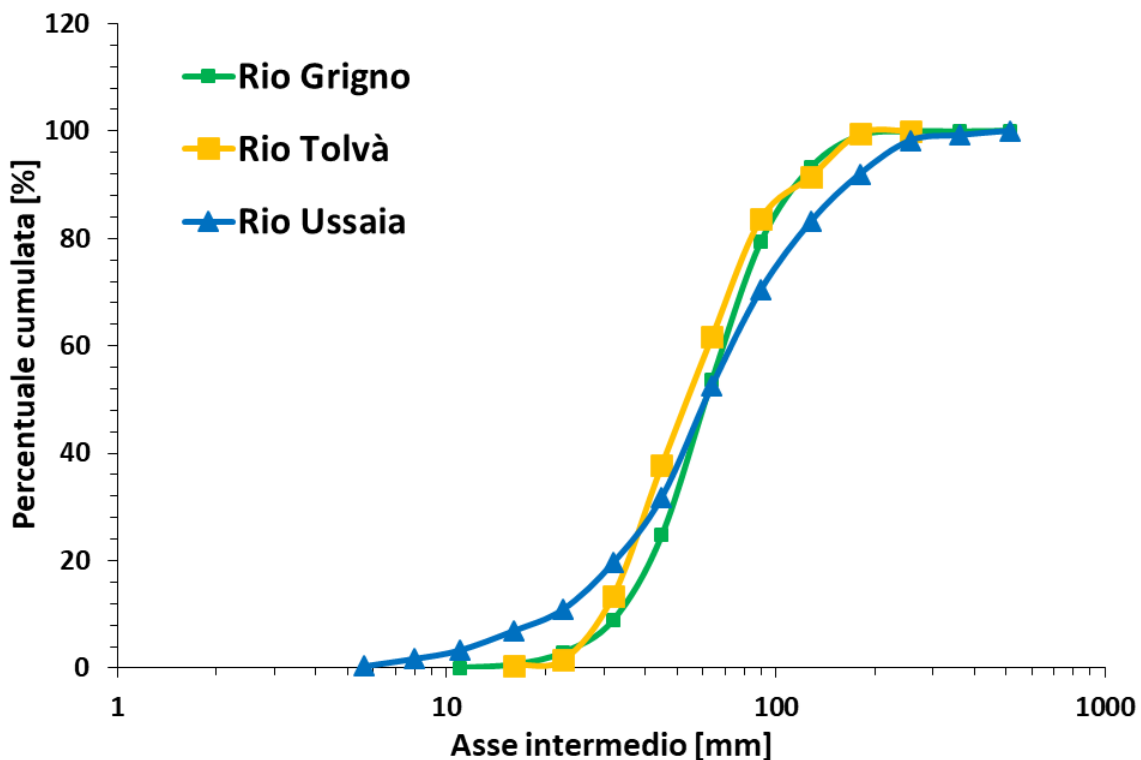


**Figura 2.2.17** Profilo longitudinale del Rio Ussaia con posizione del tratto monitorato.

### 2.2.3.3 Distribuzione granulometrica dei siti monitorati

La distribuzione granulometrica del Rio Grigno è omogenea e il range granulometrico varia da 16 a 256 mm, con  $D_{16}=37,3$  mm,  $D_{50}=61,2$  mm e  $D_{84}=101,2$  mm (**Tabella 2.2.3**), il Rio Tolvà mostra caratteristiche molto simili a quelle del Rio Grigno, variando in dimensione da 16 a 360 mm, con  $D_{16}=33,2$  mm,  $D_{50}=53,9$  mm e  $D_{84}=91,7$  mm. In Rio Ussaia, la distribuzione granulometrica è spostata verso valori più grandi, infatti la conta dei clasti mostra valori marcatamente alti nelle classi granulometriche 256 e 512. I valori granulometrici variano da 4 a 512 mm, con  $D_{16}=27,7$  mm,  $D_{50}=61,2$  mm e  $D_{84}=132$  mm. Cumulativamente i Rii Grigno e Tolvà presentano distribuzioni confrontabili (**Figura 2.2.18**), tuttavia quella del Rio Grigno è spostata verso granulometrie più grandi. Il Rio Ussaia esibisce un range granulometrico più esteso rispetto ai primi due (**Tabella 2.2.3**), in quanto la distribuzione include una maggiore componente fine e grossolana.

Queste discrepanze nelle distribuzioni granulometriche sono riflesse nella dimensione e calibro dei sedimenti trasportati, infatti nei Rii Grigno e Tolvà, i blocchi più grandi sono immobili e generalmente solo la frazione sotto i 256-360 mm sono trovati come depositi laterali o sedimenti mobili costituenti il letto. Contrariamente, in Ussaia, i blocchi più grandi costituiscono le strutture del canale principale e mostrano stabilità solo per brevi periodi (alla scala stagionale o annuale), mentre le barre laterali sono comunemente composte da ghiaie, clasti e ammassi supportati da una matrice sabbiosa.



**Figura 2.2.18.** Distribuzione granulometriche cumulative dei Rii Grigno, Tolvà e Ussaia.

**Tabella 2.2.3.** Percentili D<sub>16</sub>, D<sub>50</sub> e D<sub>84</sub> dei siti monitorati.

Sito	Range (mm)	D <sub>16</sub> (mm)	D <sub>50</sub> (mm)	D <sub>84</sub> (mm)
<b>Rio Grigno</b>	31-128	37.3	61.2	101.2
<b>Rio Tolvà</b>	35-145	33.2	53.9	91.7
<b>Rio Ussaia</b>	8-273	27.7	61.2	132

Dall'analisi dei profili topografici del *thalweg* (Toro, 2015) si osservano valori mediamente più alti nel Rio Ussaia, rispetto ai Rii Grigno e Tolvà (**Tabella 2.2.4**). Confrontando i due Rii nella Valsugana, il Rio Tolvà risulta più ripido rispetto il Rio Grigno.

**Tabella 2.2.4.** Dato di pendenza del *thalweg* relativo ai tre siti investigati.

Sito	Anno	Media (%)	Mediana (%)	Massimo (%)	Minimo (%)	Deviazione Standard	Errore Standard
<b>Rio Grigno</b>	2014	6.2	6.4	9.8	0.7	0.03	0.01
<b>Rio Tolvà</b>	2014	9.9	8.9	20.2	2.2	0.07	0.03
	2015	11.2	11.5	16.3	1.5	0.03	0.01
<b>Rio Ussaia</b>	2014	13.3	15.0	17.8	2.3	0.05	0.01
	2013	9.8	8.2	31.9	1.3	0.07	0.01
	2012	9.6	8.8	19.4	0.7	5.6	1.3



# CAPITOLO 3

## *Metodi*

---

### **3.1 Studio dei trend evolutivi del Fiume Santerno: ampiezza dell'alveo attivo, opere in alveo e uso del suolo**

Le fasi metodologiche impiegate nello studio delle tendenze planimetriche evolutive dell'alveo del Fiume Santerno (cf. Introduzione, sezione [1.3](#)) includono: (i) la suddivisione in tratti a morfologia omogenea del segmento di studio (cf. Montgomery & Buffington, 1997; Brardinoni & Hassan, 2007); (ii) la mappatura multitemporale in ambiente GIS del canale attivo su 7 set di ortoimmagini e (iii) l'analisi quantitativa dei cambiamenti assunti dalla larghezza del canale attivo durante gli ultimi 60 anni. In aggiunta si è vista necessaria: (iv) la raccolta del dato pluviometrico delle stazioni meteorologiche rappresentative del bacino di studio e v) l'analisi storica dei cambiamenti di uso del suolo a scala di bacino in ambiente GIS.

Le foto aeree sono state elaborate attraverso il software ArcGIS e PhotoScan, i quali hanno permesso di ortorettificare e georeferenziare le immagini in modo da poterle sovrapporre tra loro ed effettuare la misura dei parametri di interesse. Per ampiezza del canale attivo si intende l'ampiezza dei singoli canali in regime di basso livello idrometrico più quella di barre non vegetate o scarsamente vegetate (Surian et al., 2009b).

Sono state valutate le variazioni morfologiche rispetto ad una situazione relativamente recente al fine di verificare se il corso d'acqua abbia subito alterazioni fisiche e se stia ancora modificandosi a causa di pressioni antropiche non necessariamente attuali. L'esistenza di variazioni significative di larghezza in un intervallo di 50 anni è in genere sintomo di instabilità morfologica. I corsi d'acqua possono subire importanti variazioni di larghezza, pur mantenendo la configurazione morfologica complessiva. Ciò che influisce non sono solo gli impatti diretti (ad esempio restringimenti artificiali, pennelli, ecc.), ma soprattutto le variazioni delle variabili guida che controllano la morfologia dell'alveo (riduzione delle portate liquide formative e/o delle portate solide). Allo stesso tempo variazioni di larghezza possono produrre significative trasformazioni degli habitat e degli ecosistemi.

#### **3.1.1 Raccolta dei dati storici ed attuali sulle opere di alterazione della continuità longitudinale**

Le opere trasversali (dighe, briglie, traverse) sono considerate opere di alterazione delle portate solide e possono avere notevoli effetti sulla dinamica morfologica del tratto in cui insistono, per esempio riducendo le forme sedimentarie, favorendo eventuali condizioni di erosione ed inducendo eventuali condizioni di instabilità. Pertanto, sono state raccolte informazioni sulla distribuzione spaziale lungo il segmento di studio ed evoluzione nel tempo delle opere trasversali (cf. Capitolo 2, sezione [2.1.4](#)).

### 3.1.2 Osservazioni di immagini telerilevate

Per un confronto multi-temporale dell'evoluzione morfologica della larghezza del canale attivo, viene richiesto l'uso di fonti planimetriche (cartografia, foto aeree e immagini satellitari), in quanto consentono oltre ad una interpretazione diretta della morfologia dell'alveo misurabile in ambiente GIS, di tracciare sezioni e di adattare le misure sulla base della tipologia d'alveo e del dettaglio desiderato. Questo non è possibile mediante adozione di sezioni topografiche storiche (Surian et al., 2009b). In questo studio vengono adoperate esclusivamente fotografie aeree storiche ed attuali e WMS disposti dalle autorità di competenza del bacino di studio (**Tabella 3.1.1**). Le fotografie aeree variano in scala da 1:10.000 a 1:50.000. La copertura aerofotografica del 1954-1955 rappresenta la più antica dell'area di studio messa a disposizione.

**Tabella 3.1.1.** Caratteristiche del materiale usato per l'analisi multitemporale della ampiezza del canale attivo.

Anno	Tipologia	Scala	Risoluzione (m)	Sorgente
1954-1955	FA	1:33.000 a 1:65.000	1	IGM (G.A.I)
1969	FA	1:5.000	0.5	RER
1976-1978	FA	1:13.500	0.5	RER
1996	FA	1:10.000	0.5	AIMA
2008	FA	1:10.000	0.5	AGEA
2011	FA	1:10.000	0.5	AGEA
2014	FA	1:10.000	0.5	AGEA
1954	WMS	1:1-1:5.000	-	IGM-RT (G.A.I)
1963	WMS	1:1-1:128.000	-	IGM-RT
1978	WMS	1:1-1:5.000	-	RT
1996	WMS	1:1-1:5.000	-	RT
2007	WMS	1:1-1:5.000	-	AGEA (RT)
2010	WMS	1:1-1:5.000	-	AGEA (RT)
2013	WMS	1:1-1:5.000	-	AGEA (RT)
1979	DTM	-	5	RER
2008	DTM LIDAR	-	1	RER

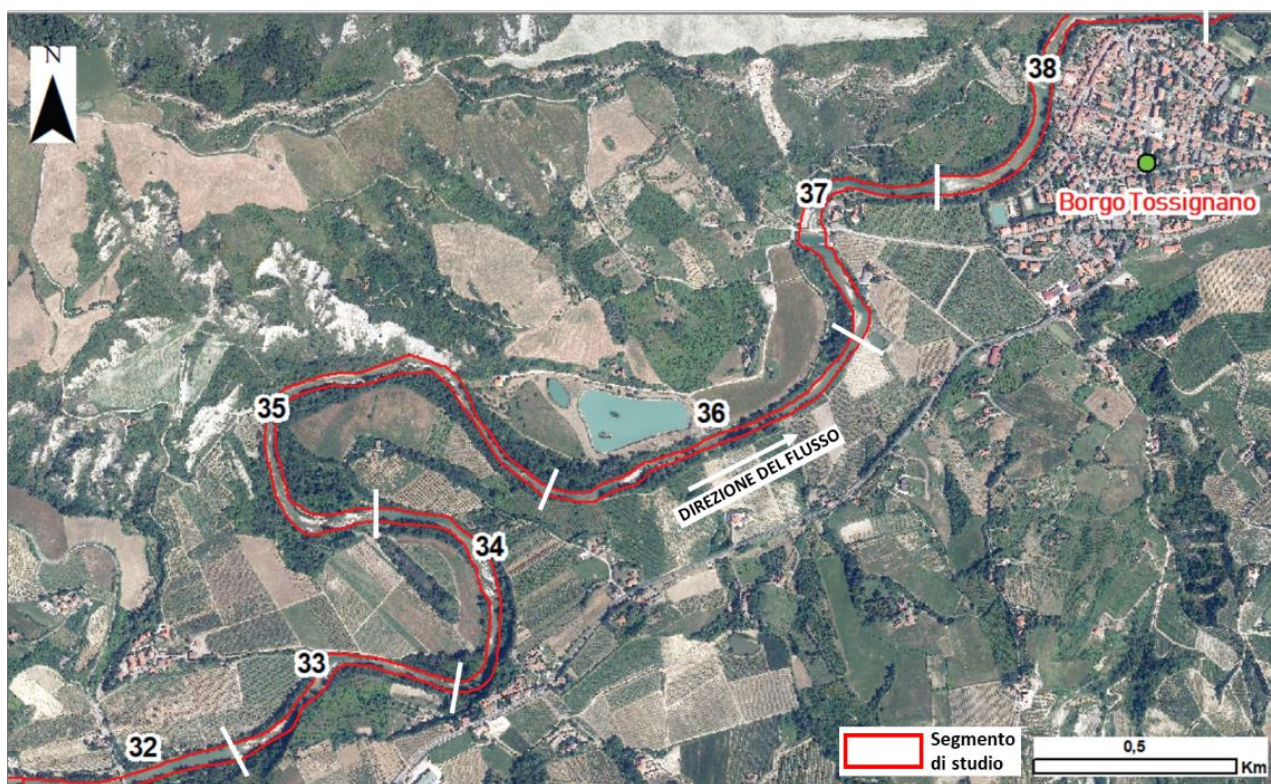
Note: \*Tipologia: Fotografia aeree (FA); \*Sorgente: Regione Emilia-Romagna (RER), Regione Toscana (RT), Istituto Geografico Militare (IGM), Agenzia per le Erogazioni in Agricoltura (AGEA), Gruppo Aeronautico Italiano (G.A.I).

### 3.1.3 Suddivisione del segmento di studio in tratti a morfologia omogenea

Prima della fase di mappatura del canale attivo, si è reso necessario procedere con una suddivisione del segmento di studio (32,5 km) in tratti a morfologia omogenea della lunghezza minima pari a 20 volte la larghezza locale del canale attivo (Montgomery & Buffington 1997; Brardinoni & Hassan 2007), con lo scopo di minimizzare la variabilità interna in ciascun tratto in favore di quella tra tratti.

L'omogeneità dei tratti è stata definita sulla base del grado di confinamento, sinuosità, presenza di confluenze e numerosità di opere trasversali e facendo riferimento al 2014 (**Figura 3.1.1**).

Il segmento di studio è stato suddiviso in 44 tratti di lunghezza compresa tra 400 m e 1300 m. Si vede necessaria la suddivisione del segmento di studio in tratti, in quanto quest'ultimi rappresentano l'unità elementare di base funzionale alle analisi successive (Surian et al., 2009b).



**Figura 3.1.1.** Esempio della suddivisione in tratti di una parte del segmento semiconfinato (copertura aerofotografica del 2014).

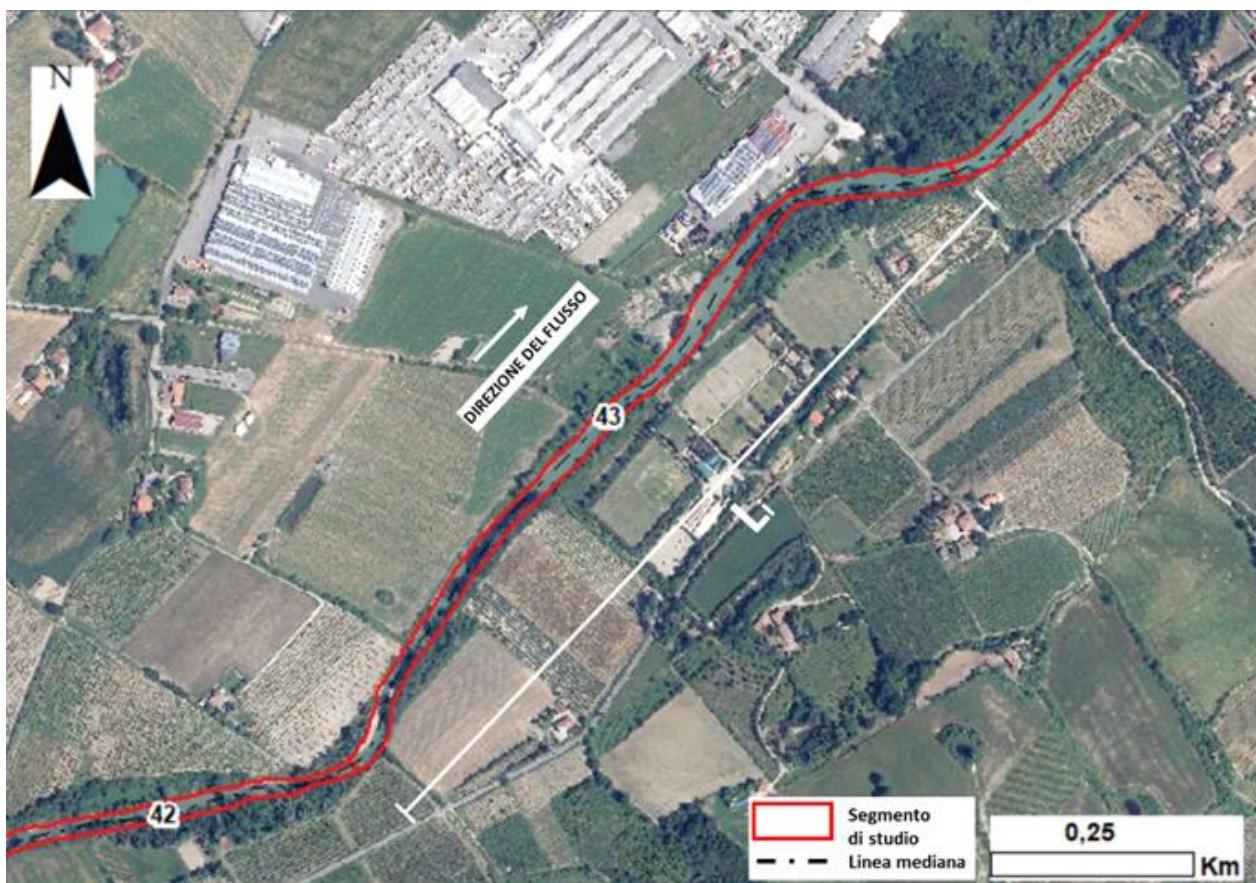
### 3.1.4 Mappatura del canale attivo

Il canale attivo viene rappresentato attraverso poligoni digitalizzati in ambiente GIS insieme alla linea mediana dell'alveo, usando un set di 7 fotografie aeree (1954, 1969, 1976, 1996, 2008, 2011 e 2014). Dei set fotografici dal 1954 al 1996, non si dispongono informazioni circa il periodo di acquisizione, pertanto non è possibile stabilire se sono state acquisite in condizioni di basso regime idrometrico, mentre dal 2008 al 2014 il periodo di acquisizione è relativo al periodo Maggio-Agosto.

#### 3.1.4.1 Calcolo della larghezza del canale attivo

I metodi per il calcolo della larghezza del canale attivo sono due (Surian et al., 2009b):

(i) calcolo della larghezza media di ogni singolo tratto dal rapporto “area alveo / lunghezza alveo” ( $A_i/L_i$ ; **Figura 3.1.2**), dove la lunghezza dell'alveo viene rappresentata per ogni anno analizzato attraverso una mezzeria geometrica in ambiente GIS ed una sua variazione nel tempo deve essere considerata (cf. Capitolo 4, sezione [4.1.2](#)).



**Figura 3.1.2.** Esempio di misura della larghezza media del canale attivo a scala di tratto mediante il metodo “are alveo/lunghezza alveo”  $A_i / L_i$  (esempio applicato al tratto n. 43 appartenente al segmento a confinamento nullo).

### 3.1.5 Possibili fonti di errore

L’accuratezza delle analisi su immagini telerilevate è determinata da vari fattori, quali: risoluzione geometrica del documento (dimensione del pixel del documento in formato raster), processo di georeferenziazione del documento (risoluzione geometrica del documento, numero di *control points* adoperati e algoritmo usato nel processo di georeferenziazione) e processo di digitalizzazione dell’alveo fluviale (scala di lavoro dell’operatore nel momento della digitalizzazione, scarpate e zone in ombra).

Limiti ed errori legati alla georeferenziazione e digitalizzazione delle caratteristiche morfologiche degli alvei sono state discusse da vari autori (e.g. Gurnell, 1997; Winterbottom, 2000; Hughes et al., 2006). Lavori simili hanno quantificato rispettivamente per l’operazione di georeferenziazione e digitalizzazione un errore massimo di 20 m e 6 m su mappe storiche e fotografie aeree (e.g. Liébault & Piégay, 2001; Ziliani & Surian, 2012).

Nell’ambito del caso studio del Fiume Santerno, al fine di stimare l’incertezza associata alla misura della larghezza del canale attivo in ambito GIS, Parma (2018) ha effettuato delle misure dirette della stessa variabile (mediante impiego di un distanziometro) e successivamente confrontate con

quelle ottenute da remoto. L'analisi statistica dei residui ottenuti dal confronto mostra valori di incertezza compresi tra pochi decimetri a 3 m (Parma, 2018).

### **3.1.6 Analisi multitemporale di uso del suolo a scala di bacino**

Pur conoscendo la causa principale responsabile del restringimento della larghezza del canale attivo (estrazione di ghiaia), si è affrontata l'analisi multitemporale del cambiamento di uso del suolo avvenuto nell'arco di circa 60 anni (1954-2010), e che potrebbe rappresentare un ulteriore fattore contribuente nel cambiamento storico osservato (cf. Capitolo 4, [4.1.1](#)).

L'analisi è stata effettuata adoperando diverse cartografie di uso del suolo in formato raster disposte dalla Regione Emilia-Romagna, ritagliando l'area del bacino di studio del fiume Santerno in ambiente GIS. Per la parte montana del bacino ricadente nella Regione Toscana è stato necessario avvalersi, oltre di cartografie dell'uso del suolo in formato raster (anni 1954, 1978 e 2010), anche dell'utilizzo di servizi WMS (anno 1996).

Nel dettaglio, la Regione Emilia-Romagna per l'analisi di uso del suolo del 1954 ha adoperato foto aeree pancromatiche dei voli G.A.I. del 1954-1955; per quello del 1976 la copertura aerofotogrammetrica degli anni dal 1976 al 1978; del 1994 fotografie aeree del "Volo Italia '94" e del 2010 quelle del volo AGEA 2011. La nomenclatura delle classi di uso del suolo adoperate è la stessa di Corine Land Cover (Heymann et al., 1994), inoltre per gli scopi perseguiti nell'ambito di questa analisi e per le qualità e caratteristiche delle fotografie aeree sottoposte ad interpretazione visuale alcune classi sono state accorpate. Le classi di uso adoperate sono 8: aree boschive, cespuglieti, colture, seminativi, affioramento litoide e calanchivo, aree estrattive, corpi d'acqua e aree urbanizzate.

### 3.2 Monitoraggio del trasporto solido al fondo

Condotta la campagna di monitoraggio del trasporto solido attraverso la tecnica del particle tracking nel 2014–2016 (cf. Toro, 2015) in tre diversi siti di monitoraggio (cf. Capitolo 2; sezione [2.2.3](#)), si è costituito un database delle distanze percorse dai traccianti. In questa sezione vengono esposti i metodi impiegati per estrarre dal dato dei traccianti una stima quantitativa del trasporto solido.

Il trasporto solido è il risultato dell'interazione tra diverse forzanti (**Figura 3.2.1**), ovvero quella meteorologica (la cui variabile è la precipitazione) e quella idrologica (portata liquida), dipendendo allo stesso tempo dalla disponibilità dei sedimenti (colluviali e/o alluviali) presenti in alveo. L'apporto di sedimento potrebbe influenzare le relazioni tra i parametri del flusso e le caratteristiche del movimento (Hassan & Ergenzinger, 2003).

Molti degli studi basati sulla tecnica del particle tracking includono la raccolta di dato idrologico e geomorfologico dai siti di studio, al fine di ben interpretare ed estrapolare il dato di interesse dai traccianti. La misura delle caratteristiche geomorfologiche include: la geometria del canale (ampiezza e profondità), *bedforms*, tessitura del letto, stabilità dei versanti ed apporto di sedimento dai versanti e tributari superiori. Sia le *channel bed-forms* (e.g. barre, *pools* e *riffles*) che le strutture superficiali (e.g. *pebble clusters* e imbricazioni) influenzano la probabilità di messa in movimento del materiale di fondo e quindi la distanza percorsa.

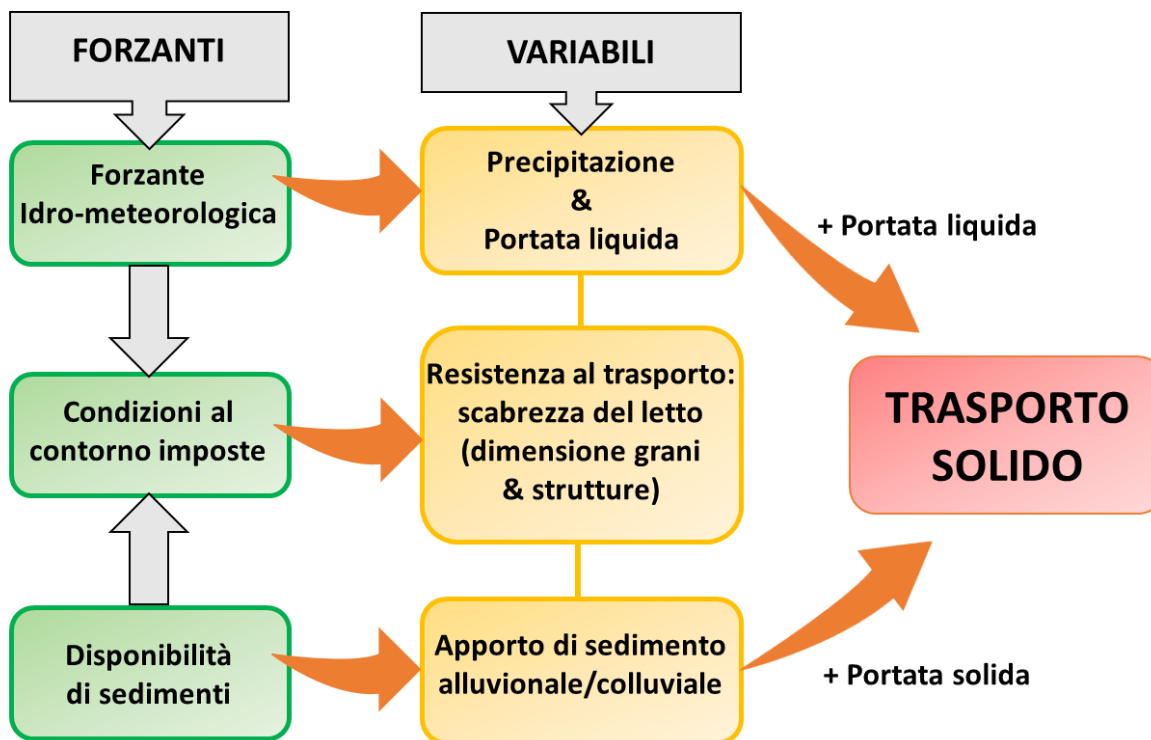
In questa ricerca non è stata condotta alcuna misura quantitativa del sediment supply nei tratti di studio, tuttavia è possibile in modo indiretto osservare il suo effetto sul trasporto solido, e questo rappresenta una delle potenzialità offerte dalla tecnica del particle tracking. Inoltre, l'effetto della forzante idro-meteorologica e la disponibilità dei sedimenti in alveo sono strettamente correlati alle condizioni al contorno imposte (energia del rilievo, pendenze, topografia, morfologia della valle ecc.).

L'energia potenziale (*stream power*) disponibile per il trasporto solido di un tratto di canale è un altro elemento considerato in questo lavoro, ed è espressione della pendenza del canale, scabrezza del fondo (*relative roughness*) e livello idrometrico a cui si riferisce.

Alla luce di questa premessa, le analisi condotte sono state:

1. analisi temporale della forzante meteorologia (precipitazione) alle stazioni di riferimento (cf. Capitolo 2, [2.2.1](#)) per i bacini di studio;
2. analisi temporale della risposta idrometrica (portata liquida) nelle sezioni di studio di ciascun tratto monitorato: estrazione di una portata di picco per ciascun bedload e no bedload inter-survey period classificato secondo il regime idrometrico dominante [3.2.2](#);
3. Analisi della risposta del trasporto solido (volumi e intensità del trasporto) alla forzante idro-meteorologica caratterizzata attraverso i punti precedenti. Per il calcolo dei volumi si è

seguito l'approccio di Liébault & Laronne (2008) (3.2.6) invece per la stima dell'intensità del trasporto solido quello di Haschenburger & Church (1998) (3.2.7).



**Figura 3.2.1.** Illustrazione delle forzanti agenti sul trasporto solido e delle variabili necessarie per poterlo caratterizzare.

### 3.2.1 Analisi della serie temporale delle precipitazioni

L'analisi delle serie temporali di precipitazione consente di interpretare la risposta idrometrica dei tratti di studio e di caratterizzare il regime idrologico dei picchi registrati. La forzante meteorologica è stata analizzata attraverso dati di precipitazione e temperatura atmosferica registrati in tempo reale dalle stazioni della rete meteorologica della Provincia di Trento e disponibili on-line (<https://www.meteotrentino.it>).

### 3.2.2 Parametri caratteristici del flusso idrico

Il dato idrologico è indispensabile per stabilire le relazioni tra le caratteristiche del trasporto sedimentario e i parametri del flusso, ed include: livello idrometrico, portata di picco, durata del flusso competente, soglie di innesco ecc. (tutti parametri desumibili da un'idrogramma). Il monitoraggio del livello idrometrico è stato svolto attraverso l'impiego di un trasduttore di pressione con datalogger (Keller DCX 22 VG) per ogni tratto di studio, acquisendo il dato ogni 10 minuti per tutto l'anno. A ciascun tratto sono assegnate scale di deflusso (cf. Toro, 2015) calibrate mediante misurazioni di portata liquida con il metodo della diluizione salina (Luder & Fritschi, 1990).

Ogni stazione idrometrica è stata montata nella porzione superiore del tratto monitorato, in corrispondenza di una pozza (*pool*) stabile. La stazione idrometrica, nel Rio Grigno è posizionata ad



una quota di 1562 m s.l.m. (area contribuyente di 7,2 km<sup>2</sup>) ed è attiva dal 28 Novembre 2013; quella del Rio Tolvà è situata ad una quota di 1406 m s.l.m. (6,9 km<sup>2</sup>) con inizio attività risalente al 26 Novembre 2013; nel Rio Ussaia è installata a 925 m s.l.m. (1,8 km<sup>2</sup>) e registra dal mese di Settembre 2012.

In diversi studi il dato ricavato dai traccianti (e.g. distanze percorse, velocità virtuale e profondità di seppellimento) è stato relazionato, per esempio, a quello della portata di picco, *shear stress* e stream power (e.g. Sayre & Hubbell, 1965; Leopold, 1966; Reid et al., 1985; Hassan et al., 1992; Hassan & Church, 1994; Haschenburger & Church, 1998). La complessità della geometria di canale, che caratterizza i torrenti montani, non favorisce la misura della profondità dell'acqua, parametro implicato nella stima dello shear stress (Comiti & Mao, 2012). Per questa ragione spesso si ricorre allo stream power per caratterizzare l'energia del flusso (e.g. Reid & Laronne, 1995; Mao et al., 2008), precisamente definita come l'energia dissipata dal flusso durante la sua attività di erosione e trasporto per l'unità di lunghezza del canale entro cui scorre. Lo specific stream power (ovvero la stream power normalizzata considerando l'ampiezza locale del tratto di canale) è utile in questa tesi per cercare di giustificare il diverso comportamento in termini di trasporto solido tra sistemi dominati da regimi diversi (cf. Capitolo 5, sezione [5.2.2](#)).

Lo specific stream power ( $\omega^*$ ) è espresso dalla seguente equazione ( $Wm^{-2}$ ) (Bagnold, 1966; Knighton, 1998):

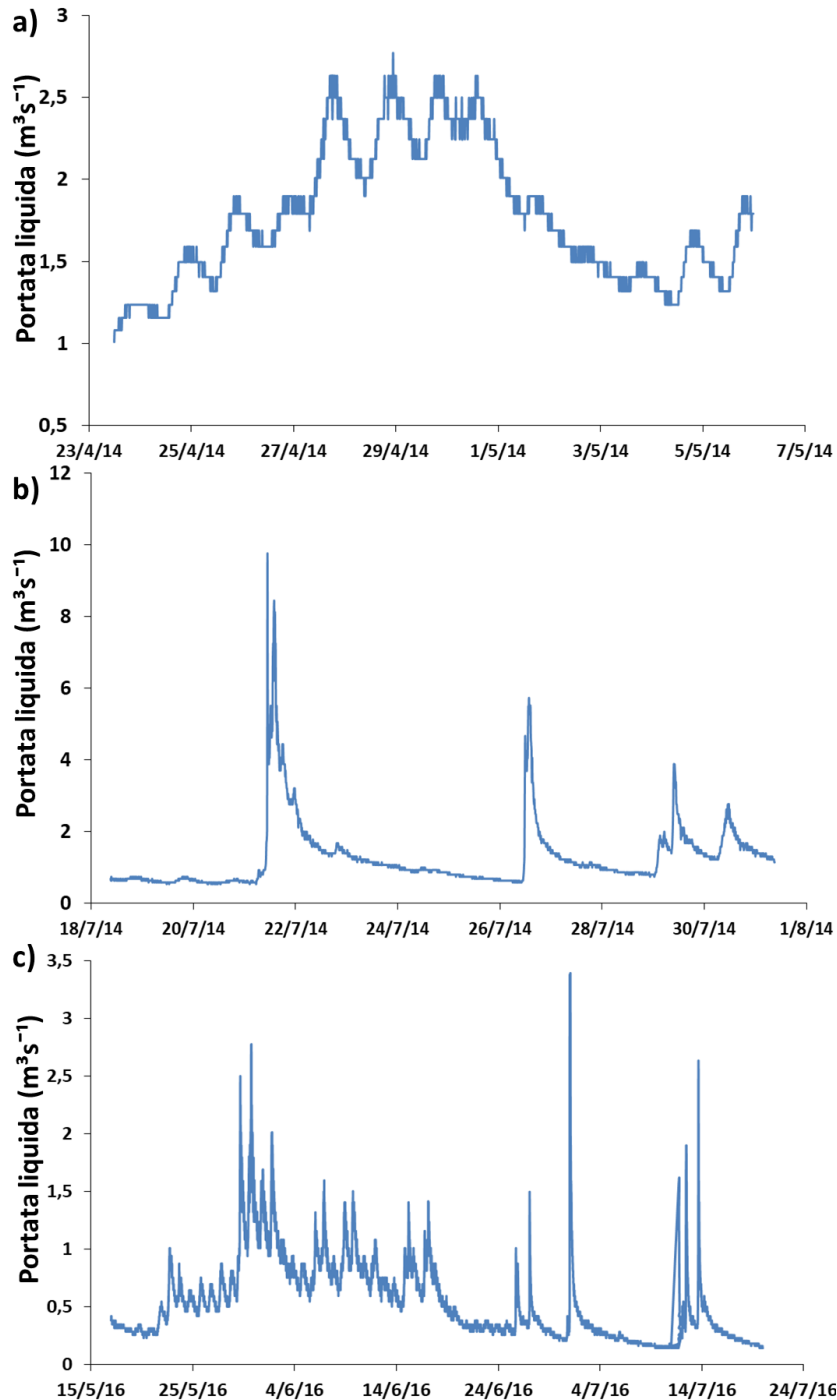
$$\omega^* = \rho g Q S W^{-1} \quad (3)$$

dove  $\rho g$  è il peso specifico dell'acqua,  $Q$  la portata liquida,  $S$  e  $W$  sono la pendenza e l'ampiezza locale del tratto di canale rispettivamente. Confrontato allo shear stress, lo specific stream power è semplice da determinare, essendo la pendenza, portata e ampiezza, del tratto di canale monitorato, facilmente desumibili in campo dopo un evento di piena (Petit et al., 2005).

### 3.2.2.1 Classificazione degli *inter-survey periods* secondo il regime idrologico dominante

Gli idrogrammi descrivono la variazione della portata liquida nel tempo, inoltre la loro forma varia in relazione a diversi fattori: climatici (e.g. l'intensità e durata delle precipitazioni, distribuzione delle precipitazioni sul bacino, tipologia di evento), topografici (e.g. la forma e dimensione del bacino, direzione e pendenza del corso d'acqua), geologici (e.g. permeabilità del bedrock e del suolo), disturbi legati all'uso del suolo e copertura vegetativa nel bacino di drenaggio (e.g. Wilson, 1998). Dunque, in risposta a diverse forzanti meteorologiche la risposta degli idrogrammi può cambiare (Green et al., 2013; Lenzi, et al., 2004; Dell'Agnese et al., 2015). Pertanto, l'analisi degli idrogrammi rappresenta una fase fondamentale per associare a ciascun inter-survey period il suo regime idro-meteorologico di riferimento (**Figura 3.2.2**).

Le forzanti idrologiche riscontrate nei siti di studio possono essere associate ad eventi di scioglimento nivale (**Figura 3.2.2a**), di pioggia (**Figura 3.2.2b**) o eventi misti (idrogramma che ospita contestualmente picchi associati alla pioggia e scioglimento nivale; **Figura 3.2.2c**). Gli idrogrammi associati ad eventi di scioglimento nivale mostrano una lenta risalita del livello idrometrico, che varia in accordo alle escursioni giornaliere della temperatura. Raggiunto il picco, la fase di recessione dell'idrogramma è molto lenta, può durare diverse ore o persino settimane. Gli idrogrammi associati ad eventi convettivi o fronti ciclonici, presentano una fase di concentrazione e recessione che dura poco tempo, con variazioni repentine del livello idrometrico in poche ore.



**Figura 3.2.2.** Esempi di risposte idrologiche ad eventi di: **a)** scioglimento nivale (i.e. Rio Grigno); **b)** eventi temporaleschi di tipo convettivo (i.e. Rio Grigno); e **c)** misti in cui sono presenti picchi associati allo scioglimento nivale e pioggia nello stesso inter-survey period (i.e. Rio Grigno).

### 3.2.3 Tecnica del particle tracking

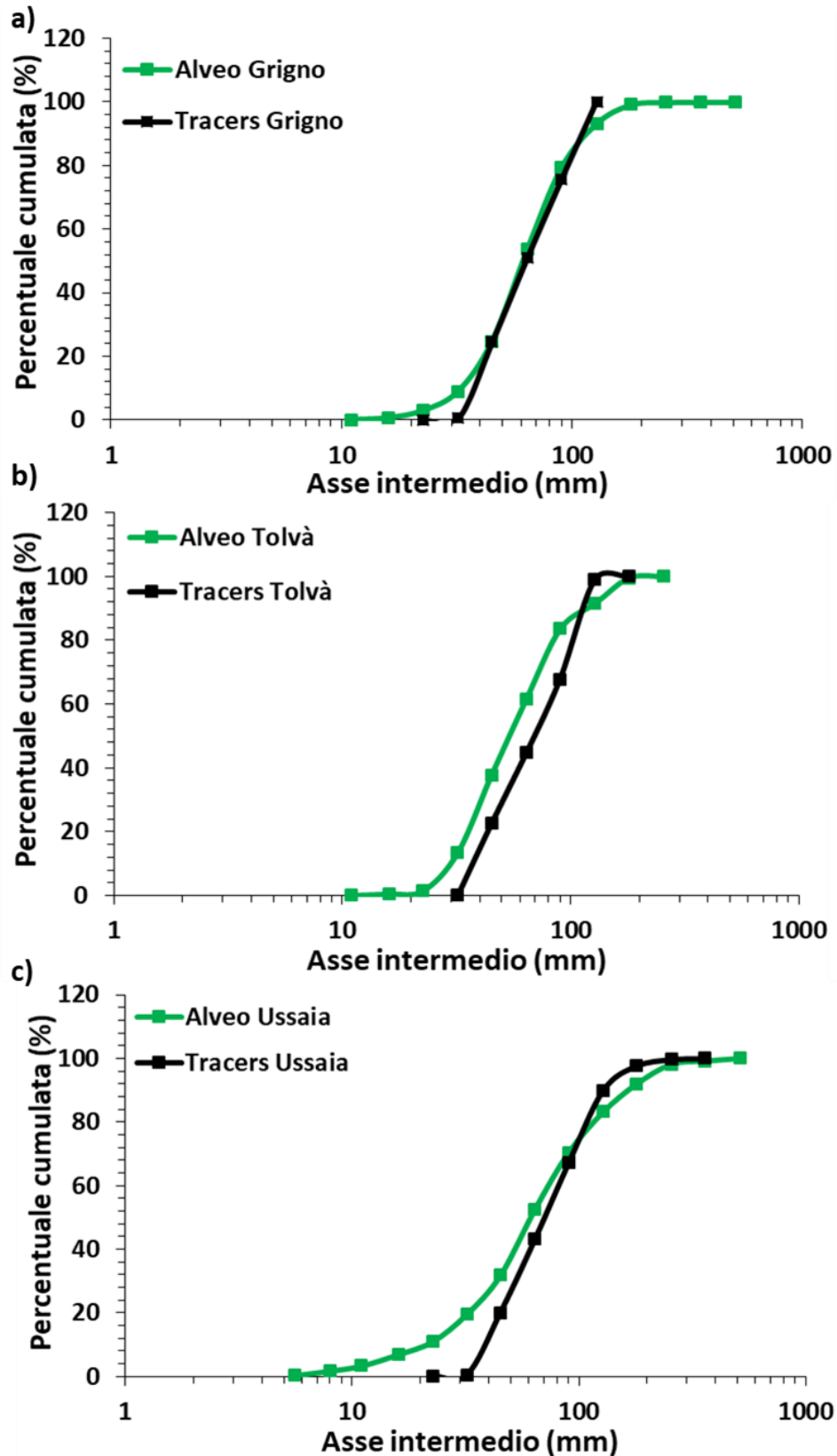
Le tecniche che indagano il trasporto solido possono essere divise in due grandi gruppi, il primo che considera l'impiego di campionatori e trappole di sedimento (metodi tradizionali) per raccogliere il materiale mobilizzato durante una *flood*, il secondo invece, include l'uso dei traccianti, e consiste come suggerisce la parola stessa, nel tracciare il movimento dei sedimenti secondo la loro granulometria o peso. L'impiego dei traccianti consente di ottenere preziose informazioni sul

trasporto solido, i vantaggi nell'impiego di questa tecnologia in ambiente montano, rispetto ai metodi tradizionali, sono stati già ampiamente discussi (cf. Introduzione, sezione [1.4](#)).

La caratterizzazione della distribuzione granulometrica superficiale (*surficial grain-size distribution*) attraverso il metodo della conta dei clasti (metodo di Wolman, 1954) è stata eseguita per i Rii Grigno e Tolvà a Settembre 2013, mentre per il Rio Ussaia a Giugno 2013 e Settembre 2015 (cf. Toro, 2015). Unendo tutti i campionamenti eseguiti per ciascun sito si sono realizzate le curve granulometriche cumulative. L'analisi preliminare della distribuzione granulometrica dei siti di studio è necessaria per conoscere la granulometria del materiale trasportato in condizioni ordinarie di regime idrologico. Le curve granulometriche dei rispettivi siti vengono confrontate con quelle dei traccianti rilasciati (**Figura 3.2.3**).

I traccianti sono rappresentati da clasti “marcati”, in modo diverso in base alla tecnologia che si intende adoperare (cf. Introduzione, [1.4](#)); inoltre si comportano in modo analogo al materiale naturale presente in alveo e forniscono l'opportunità di studiare il trasporto del materiale fluviale sotto diverse condizioni del regime idrometrico, apporto di sedimento e morfologia di canale, senza la necessità di un dettagliato studio cinematico del regime sedimentario (Crickmore et al., 1990).

Le informazioni che si possono estrapolare mediante questa tecnologia sono: tasso e direzione del trasporto solido, messa in movimento, periodi di stasi e movimento, competenza del flusso, distanze percorse, relazioni tra distanza di movimento e resistenza del flusso, effetto delle caratteristiche fisiche sulla distanza percorsa, profondità dello strato attivo, impatto dell'ambiente sedimentologico sulle distanze di movimento, sorgenti di sedimento e aree deposizionali, volume del sedimento mobilizzato, tasso di ritrovamento (*recovery rate*) e di seppellimento (*burial rate*) ecc. (Hassan & Ergenzinger; 2003).



**Figura 3.2.3.** Confronto tra le curve granulometriche di ciascun sito di studio, che indicano le granulometrie coinvolte nel trasporto in condizioni attuali del regime idrometrico, e quelle dei traccianti impiegati nel monitoraggio del trasporto solido: a) Rio Grigno, b) Rio Tolv e c) Rio Ussaia.

I traccianti usati, nell'ambito della attività di monitoraggio (periodo 2014-2016) nei siti di studio (cf. Toro, 2015), sono *Passive Integrated transponders* (PITs; **Figura 3.2.4a**) che funzionano attraverso una tecnologia di tipo RFID (*Radio-Frequency IDentification*; **Figura 3.2.4b**). Un sistema RFID è costituito dalle seguenti componenti: un ricetrasmittitore, rappresentato da un'antenna, un'unità di lettura (*reader*) e un transponder.

I traccianti RFID di tipo passivo non richiedono per il loro funzionamento la presenza di una batteria al loro interno, diversamente da quelli attivi (cf. Introduzione, [1.4](#)). I PITs vengono inseriti all'interno dei clasti e funzionano attraverso un meccanismo semplice: l'antenna genera un campo magnetico a radio frequenza, questo viene captato dall'antenna contenuta nel transponder alimentando così un piccolo condensatore ivi incluso; superato un certo valore di tensione ai capi del condensatore, il transponder risponde al campo magnetico, trasmettendo all'antenna le informazioni contenute nella sua memoria, ovvero l'ID univoco ad esso associato modulando il segnale a RFID (**Figura 3.2.4b**).

L'impiego dei PIT-tags non limita lo studio alla parte superficiale dello strato attivo, ma consente di indagare anche la zona sub-superficiale, consentendo di ottenere informazioni sul seppellimento. L'antenna portatile impiegata per il monitoraggio è costituita da un *loop* di diametro 70 cm e di filo in ferro conduttore, ma il diametro di scanner della superficie che viene indagata è di 50 cm (considerando la presenza di una struttura di protezione che avvolge il filo conduttore).

La scelta del clasto da "tracciare" è vincolata dalle dimensioni del PIT-tag usato, nel caso specifico sono stati impiegati PITs delle dimensioni di 32 e 23,1 mm (0,6 e 0,8 g rispettivamente). Per ciascun clasto si realizza un foro sufficientemente grande da poter inserire il PIT-tag, sigillato ed isolato con una resina epossidica bifasica, quindi garantendone un lungo utilizzo. Vengono annotate in un database informazioni relative alle loro caratteristiche fisiche, quali peso, assi principali (asse a longitudinale, b intermedio e c ortogonale) insieme al loro ID univoco (**Figura 3.2.5**).

I traccianti sono stati raggruppati in 5 classi granulometriche in base a specifici valori dell'asse intermedio (Appendice, **Tabella A2.1**), e in 6 classi di peso (Appendice, **Tabella A2.2**). La dimensione del campione di traccianti da destinare al monitoraggio del trasporto solido viene scelta in base alla lunghezza del tratto da monitorare e alle dimensioni del canale, passando da campioni composti da poche decine di traccianti a campioni dell'ordine di mille se necessario (Hassan e Church; 1992). L'impiego dei radio-tags garantisce alti valori del tasso di ritrovamento, individuando anche i clasti sepolti. Normalmente nei sistemi fluviali, la magnitudo degli eventi di trasporto, incide sul tasso di ritrovamento, infatti piccoli eventi disperdono i traccianti vicino la superficie del letto, mentre eventi più intensi provocano un maggior seppellimento.

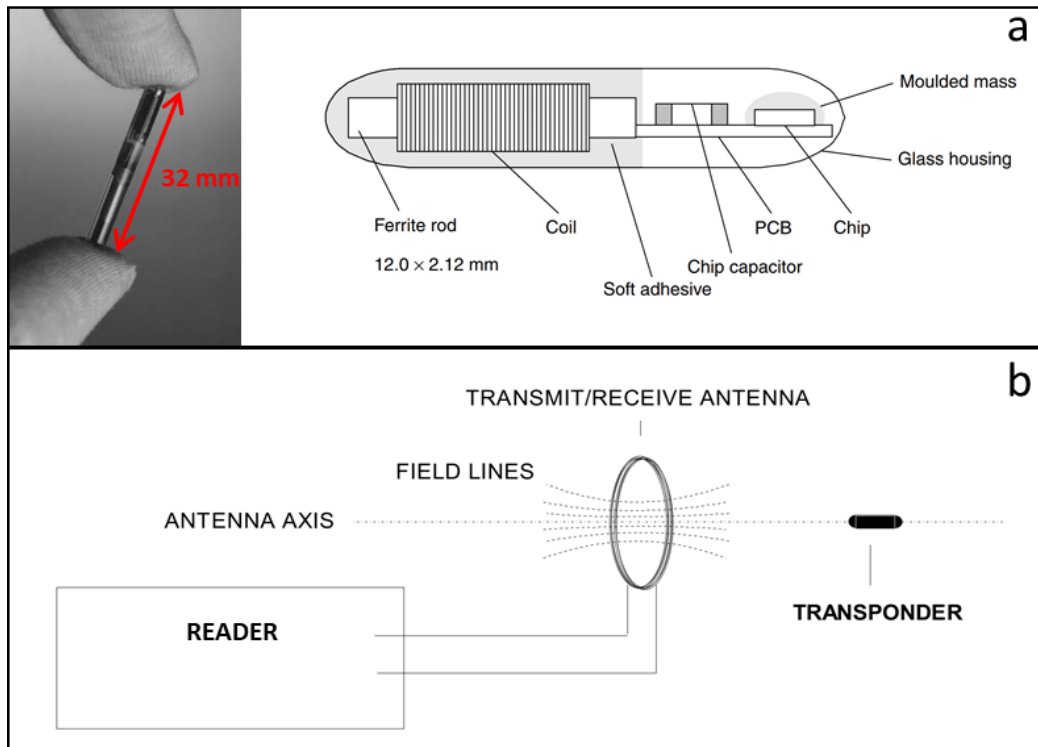


Figura 3.2.4. Componenti: a) di un PIT-tag (*Passive Integrated Trasponder*); b) di un sistema RFID: lettore, antenna e transponder (Finkenzeller, 2003; TIRIS, 2000).

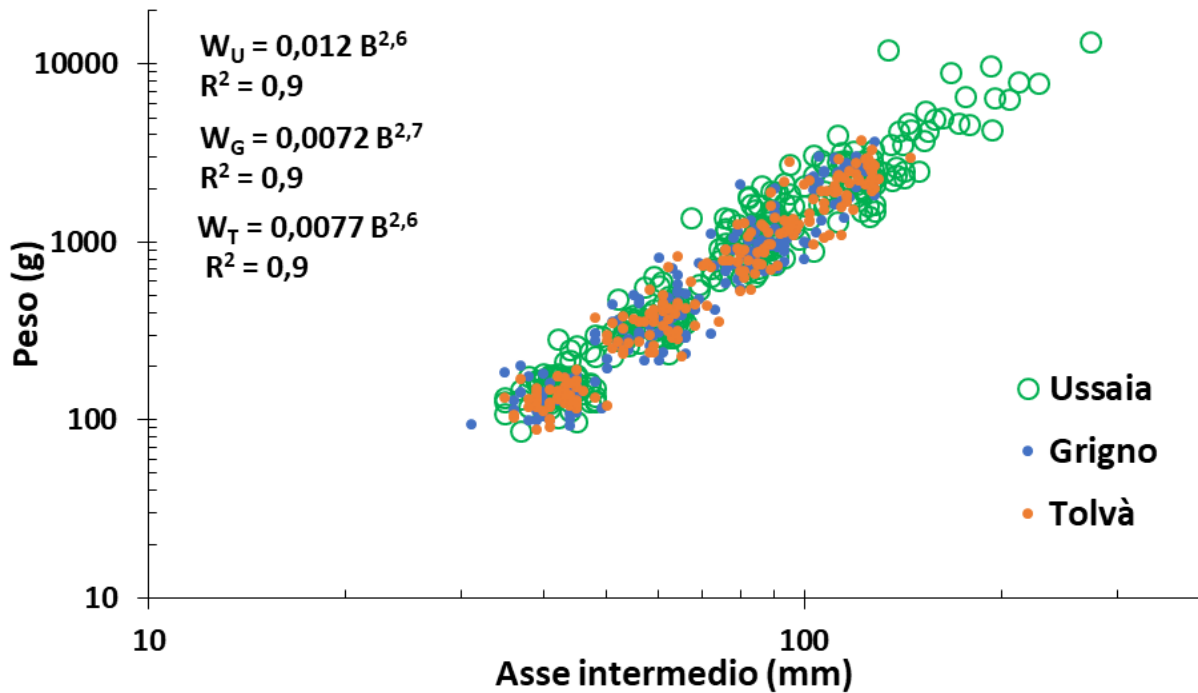


Figura 3.2.5. Peso dei traccianti in relazione alla loro dimensione (asse b intermedio).

Il modo in cui i traccianti vengono rilasciati nel sito di studio, dovrebbe avvenire nel modo più naturale possibile, al fine di ridurre gli effetti del rilascio artificiale. Quest'ultima condizione è difficile da raggiungere, per questa ragione si preferisce trattare i primi movimenti successivi ai rilasci con molta attenzione (Hassan et al., 1992). Ci sono diversi metodi per eseguire i rilasci, quello adoperato in questa ricerca è consistito nel disporre i traccianti secondo delle linee parallele ed

equidistanti per tutta l'ampiezza del canale attivo (e.g., Leopold et al., 1966; Hassan et al., 1984; Hassan et al., 1999).

I traccianti sono stati disposti lungo il tratto monitorato in file trasversali spaziate di 5 m nei Rii Grigno e Tolvà, e 2 m nel Rio Ussaia (cf. Toro, 2015; Appendice, **Tabella** A2.3). Le condizioni sperimentali di rilascio dei traccianti (in termini di range granulometrico, numerosità e frequenza dei rilasci) mirano a stabilire delle condizioni comparabili in termini di alimentazione di sedimento (sediment supply) nei tre tratti di studio (Toro, 2015). Allo stesso tempo, la scelta di eseguire più rilasci distribuiti in ogni primavera (o dopo eventi meteorologici estremi), nasce dall'esigenza di mantenere una numerosità minima di traccianti impiegati, che garantisca un approccio statistico al problema.

La strategia di rilevamento dei traccianti dipende ovviamente dalla tecnica di tagging adoperata. In questo studio, i traccianti oltre ad essere stati taggati con i PIT-tags, sono stati marcati con colore diverso in base alle granulometrie riprodotte, quindi il loro rilevamento si è basato su un riconoscimento visivo (fino a quando la resistenza del colore lo ha permesso), combinato all'utilizzo di un'antenna funzionante secondo la tecnologia di tipo RFID già spiegata sopra.

Il riconoscimento individuale di ciascun tracciante è avvenuto dopo ogni evento idro-meteorologico considerato potenzialmente capace di mobilitare il materiale di fondo o di lasciarne inalterato il suo stato di quiete. In definitiva, si sono raccolte informazioni sia di eventi che hanno innescato il trasporto solido e sia di eventi che, al contrario, non lo hanno scatenato. Questo torna utile, come spiegato più avanti, nell'analisi delle soglie di innesco del trasporto solido (cf. sezione [3.2.3.4](#)).

Complessivamente, nel Rio Grigno sono stati eseguiti 4 rilasci, il primo in Dicembre 2013 e l'ultimo in Giugno 2016, per un totale di 211 traccianti (Appendice, **Tabella** A2.3); nel Rio Tolvà invece, 3 rilasci, il primo in Luglio 2014 e l'ultimo in Giugno 2016, per un totale di 199 traccianti (Appendice, **Tabella** A2.3); ed infine, nel Rio Ussaia sono stati eseguiti 4 rilasci, il primo ed il secondo rispettivamente in Aprile 2014 (110 traccianti) e Aprile 2015 (119 traccianti), e l'ultimo in Maggio 2016, con un totale di 301 traccianti (Appendice, **Tabella** A2.3). Sono stati rilasciati un totale di 711 traccianti (cf. Toro 2015).

L'analisi del dato del trasporto solido è relativa al periodo primavera 2014 – autunno 2016 per i Rii Grigno e Ussaia, mentre per il Rio Tolvà al periodo estate 2014 - autunno 2016. Ogni periodo tra un rilievo e il successivo, viene classificato secondo il regime idrologico dominante, che si desume dalla forma dell'idrogramma (cf. sezione [3.2.2](#)).

In questo lavoro, i regimi idrologici vengono classificati in: scioglimento nivale (S), pioggia (R) e misto (M) (cf. sezione [3.2.2](#)). Vengono riportate, per ciascun sito indagato, le distribuzioni



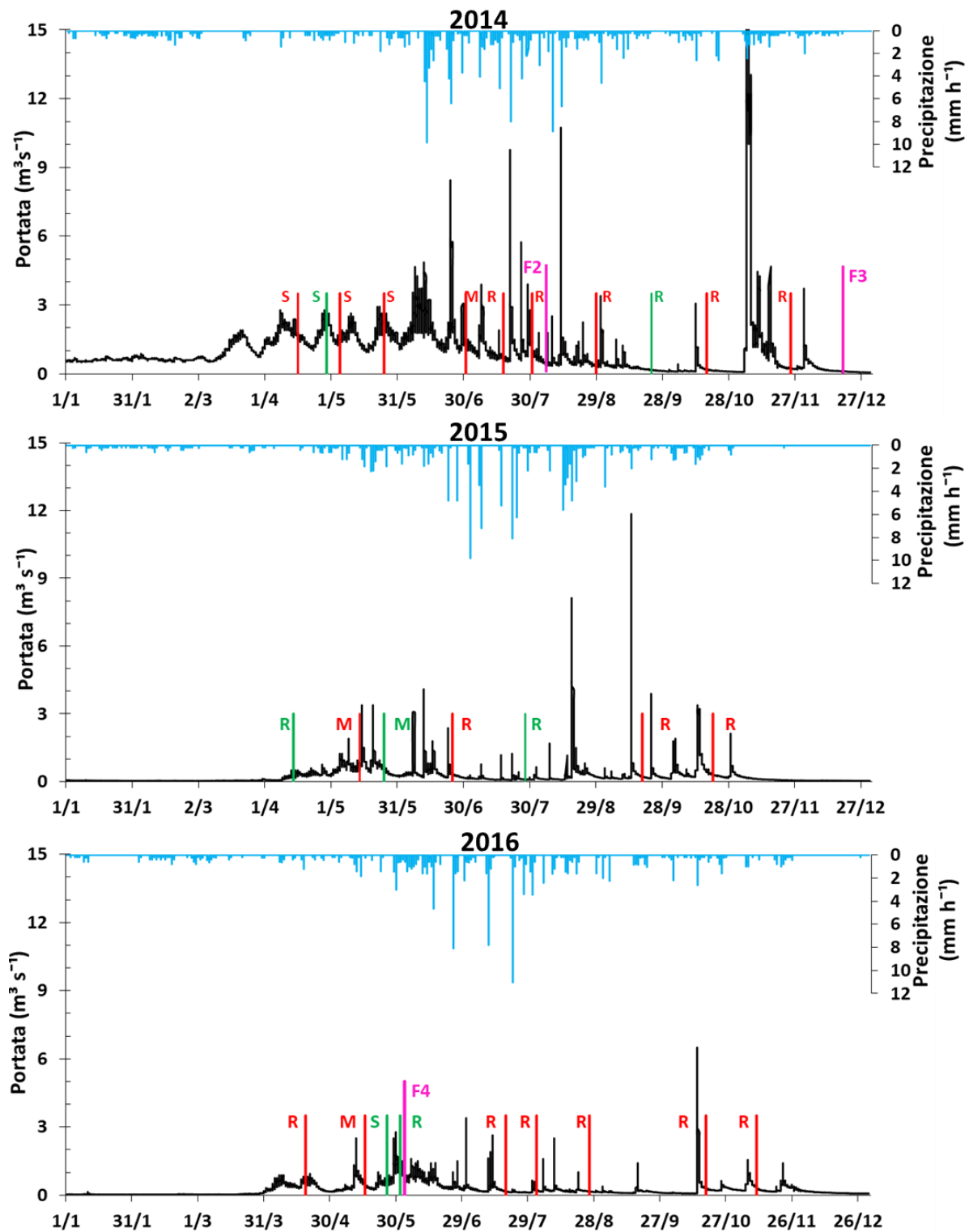
temporali dei rilievi e rilasci del 2014-2016 negli idrogrammi associati al dato di precipitazione. I rilievi rappresentati in rosso sono relativi ad eventi di trasporto solido (bedload), mentre quelli in verde ad eventi che non hanno mobilitato il materiale di fondo (no bedload).

Per il Rio Grigno (**Figura 3.2.6**; Appendice, **Tabella A2.5**) sono stati eseguiti un totale di 27 rilievi, 20 dei quali sono associati ad eventi di bedload (9, 4 e 7 rilievi dal 2014 al 2016) e 7 relativi al no bedload (in quantità 2, 3 e 2 dal 2014 al 2016).

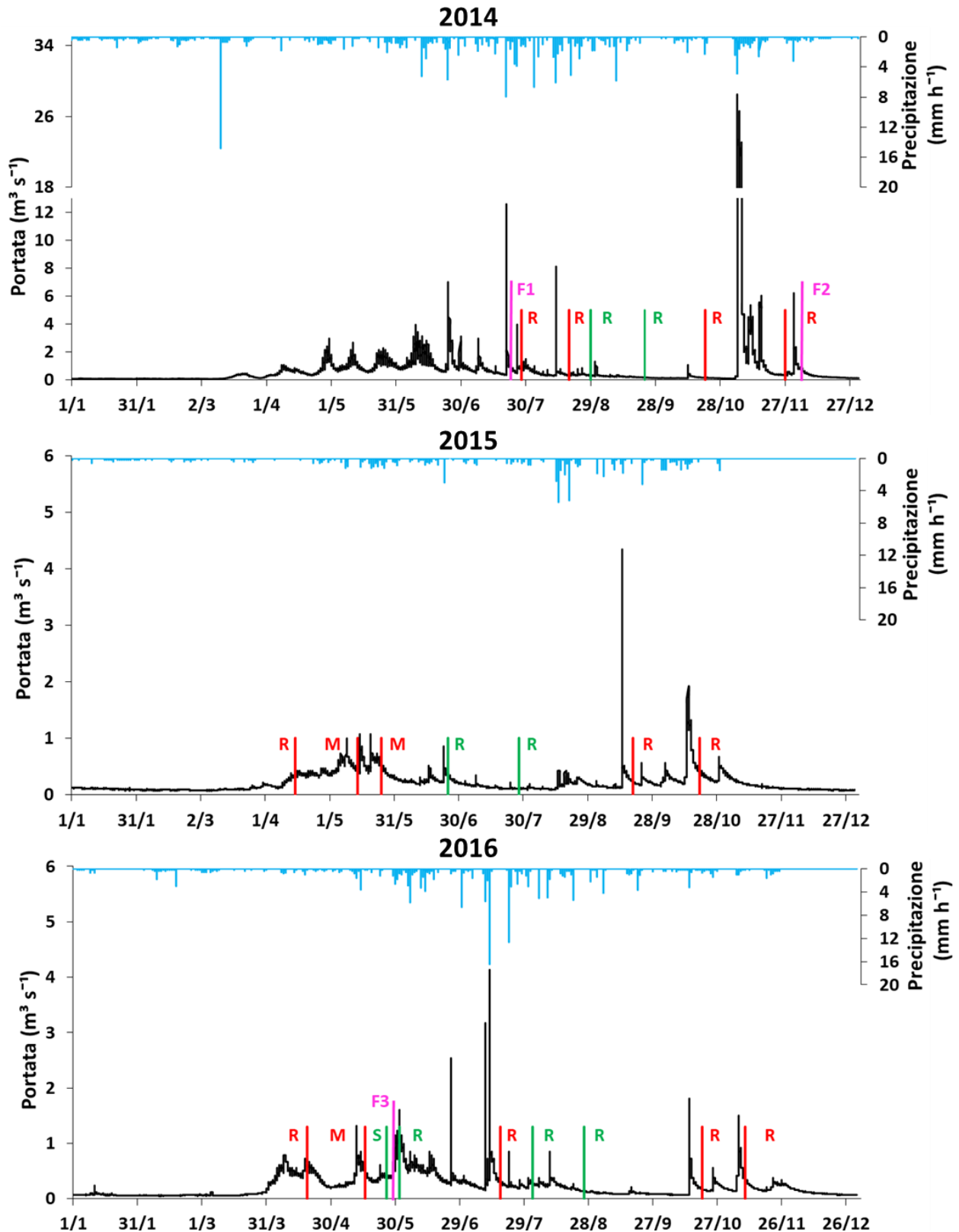
Per il Rio Tolvà (**Figura 3.2.7**; Appendice, **Tabella A2.6**) sono stati eseguiti un totale di 22 rilievi, 14 associati ad eventi di bedload (4 rilievi nel 2014, e 5 sia nel 2015 e 2016) e 8 eventi al no bedload (2 sia nel 2014 e 2015, e 4 nel 2016).

Nel Rio Ussaia (**Figura 3.2.8**; Appendice, **Tabella A2.7**) sono stati eseguiti un totale di 28 rilievi, 24 dei quali in cui si è registrato trasporto solido (9 sia nel 2014 e 2016, e 6 per il 2015) e 4 di no bedload (3 nel 2015 e 1 nel 2016).

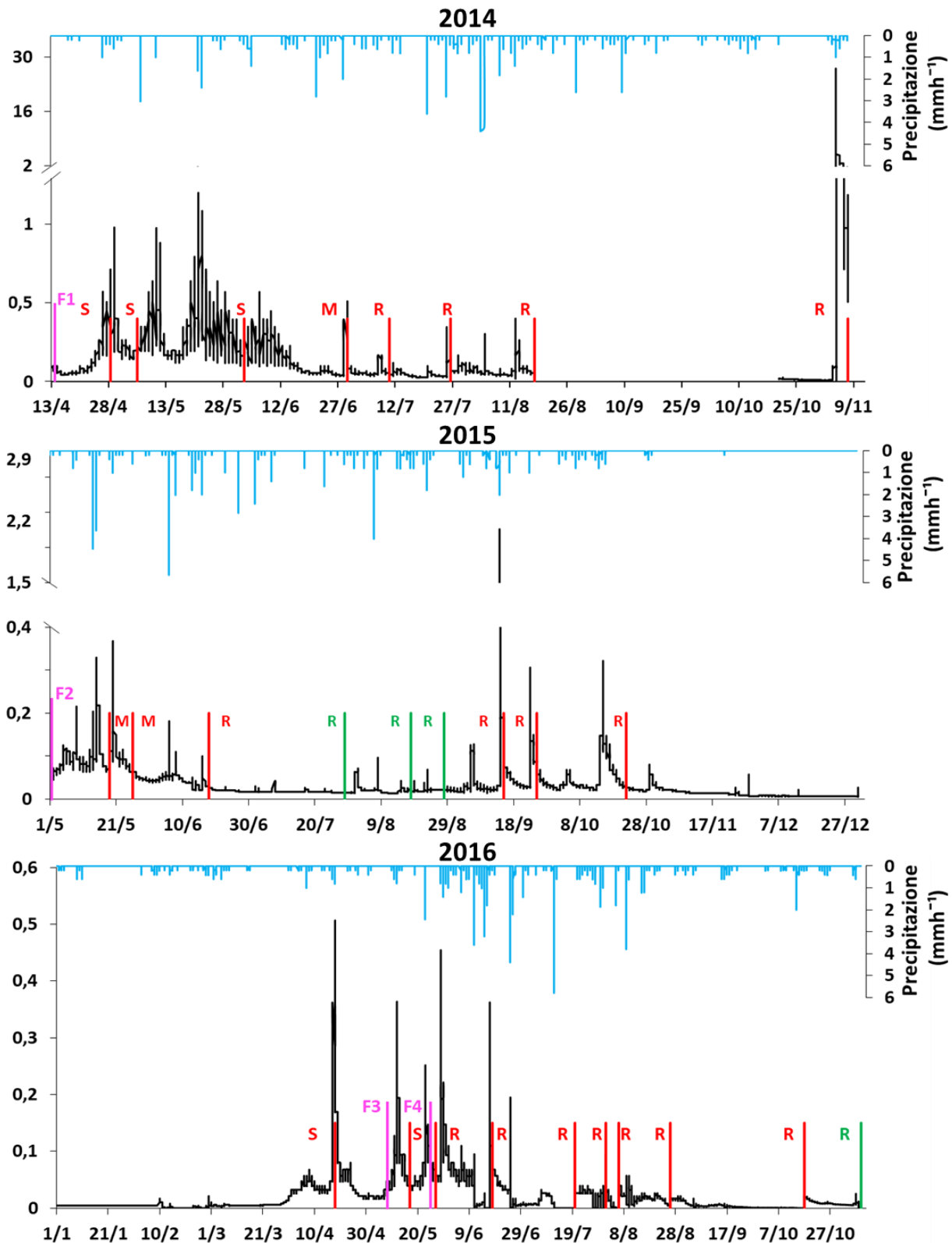
Durante il 2014, nei Rii Grigno e Ussaia si sono registrati un maggior numero di eventi di trasporto associati allo scioglimento nivale (3 eventi per entrambi; **Figure 3.2.6a** e **3.2.8b**). Nel 2016, solo nel Rio Ussaia, lo scioglimento nivale mobilita i traccianti (2 eventi; **Figura 3.2.8c**). Prevalgono in numero, per tutti i siti, gli eventi di bedload associati al regime delle piogge, il regime misto rappresenta la forzante secondaria insieme allo scioglimento nivale.



**Figura 3.2.6.** Distribuzione temporale dei rilievi (barre rosse e verdi) effettuati per il monitoraggio del trasporto solido nel Rio Grigno in relazione all'andamento delle precipitazioni (barre azzurre) e della portata liquida (curva nera): **a)** 2014; **b)** 2015; **c)** 2016. Barre rosse indicano rilievi associati al *bedload transport*, barre verdi rilievi relativi al *no bedload transport* ed infine in rosa eventi di rilascio dei traccianti. Gli *inter-survey periods* sono discriminati per regime idrologico dominante: scioglimento nivale (N), pioggia (P) e misto (M). Si veda il testo per maggiori dettagli sulla discriminazione in regimi idrologici (sezione [3.2.2](#)).



**Figura 3.2.7.** Distribuzione temporale dei rilievi (barre rosse e verdi) effettuati per il monitoraggio del trasporto solido nel Rio Tolvà in relazione all'andamento delle precipitazioni (barre azzurre) e della portata liquida (curva nera): **a)** 2014; **b)** 2015; **c)** 2016. Barre rosse indicano rilievi associati al *bedload transport*, barre verdi rilievi relativi al *no bedload transport* ed infine in rosa eventi di rilascio dei traccianti. Gli *inter-survey periods* sono discriminati per regime idrologico dominante: scioglimento nivale (N), pioggia (P) e misto (M). Si veda il testo per maggiori dettagli sulla discriminazione in regimi idrologici (sezione [3.2.2](#)).



**Figura 3.2.8.** Distribuzione temporale dei rilievi (barre rosse e verdi) effettuati per il monitoraggio del trasporto solido nel Rio Ussaia in relazione all'andamento delle precipitazioni (barre azzurre) e della portata liquida (curva nera): **a)** 2014; **b)** 2015; **c)** 2016. Barre rosse indicano rilievi associati al *bedload transport*, barre verdi rilievi relativi al *no bedload transport* ed infine in rosa eventi di rilascio dei traccianti. Gli *inter-survey periods* sono discriminati per regime idrologico dominante: scioglimento nivale (N), pioggia (P) e misto (M). Si veda il testo per maggiori dettagli sulla discriminazione in regimi idrologici (sezione [3.2.2](#)).

### 3.2.4 Calcolo volumetrico del trasporto solido di fondo

Il metodo adoperato per la stima quantitativa dei volumi trasportati (Liébault & Laronne, 2008) richiede la misura in campo di tutte le variabili coinvolte in input, ed è basato sull'equazione di continuità dei sedimenti. L'equazione di continuità è semplificata al fine di ottenere il volume di materiale solido di fondo trasportato (*volumetric bedload transport*) alla scala di evento, dalla conoscenza delle dimensioni dello strato attivo (profondità e ampiezza) e distanza media percorsa dai singoli traccianti (Laronne, 1993). L'equazione fondamentale che mostra il volume di materiale solido trasportato  $G_i$  [m<sup>3</sup>] per la  $i$ -esima classe di peso considerata è la seguente (**Figura 3.2.9**):

$$G_i = (L_s d_s w_s) (1-p), \text{ per } i=1 \dots 6 \quad (4)$$

dove:

$L_s$ = media aritmetica della distanza percorsa dai traccianti di una  $i$ -esima classe di peso trasportata [m];

$d_s$ = profondità attiva del canale [m];

$w_s$ = ampiezza media del canale attivo [m];

$p$ = porosità del sedimento, valore assunto di 0,3 (Bunte & Abt, 2001).

Il volume di materiale solido riferito al singolo evento è ottenuto dalla somma dei singoli contributi di  $G_i$  per ciascuna  $i$ -esima classe di peso:

$$G = \sum_{i=1}^6 G_i \quad (5)$$

Il volume totale di materiale trasportato riferito all'intero periodo monitorato (composto da  $N$  eventi di trasporto) è uguale alla somma di tutti i contributi di  $G$ :

$$G_{\text{tot}} = \sum_{i=1}^N G \quad (6)$$

La profondità dello strato attivo è stata calcolata mediante il *digging* test (escavazione del letto e misura della profondità di seppellimento dei traccianti sepolti). I valori dell'ampiezza attiva di canale sono stati desunti dall'analisi di ortofoto, impiegando il valore più conservativo, ovvero quello che esclude dal canale attivo la presenza degli ammassi rocciosi più grandi (*keystones*) che si mobilitano solamente durante straordinari eventi di pioggia (Toro, 2015). Per il calcolo del trasporto volumetrico si sono impiegate sia le distanze medie (cf. Appendice A4, **Figura A4.2**), che quelle mediane (cf. Capitolo 4, sezione [4.2.3](#)). Tuttavia, si considera più affidabile e conservativo il risultato conseguito mediante le distanze mediane, essendo le distanze distribuite in modo non gaussiano (cf. Toro, 2015).

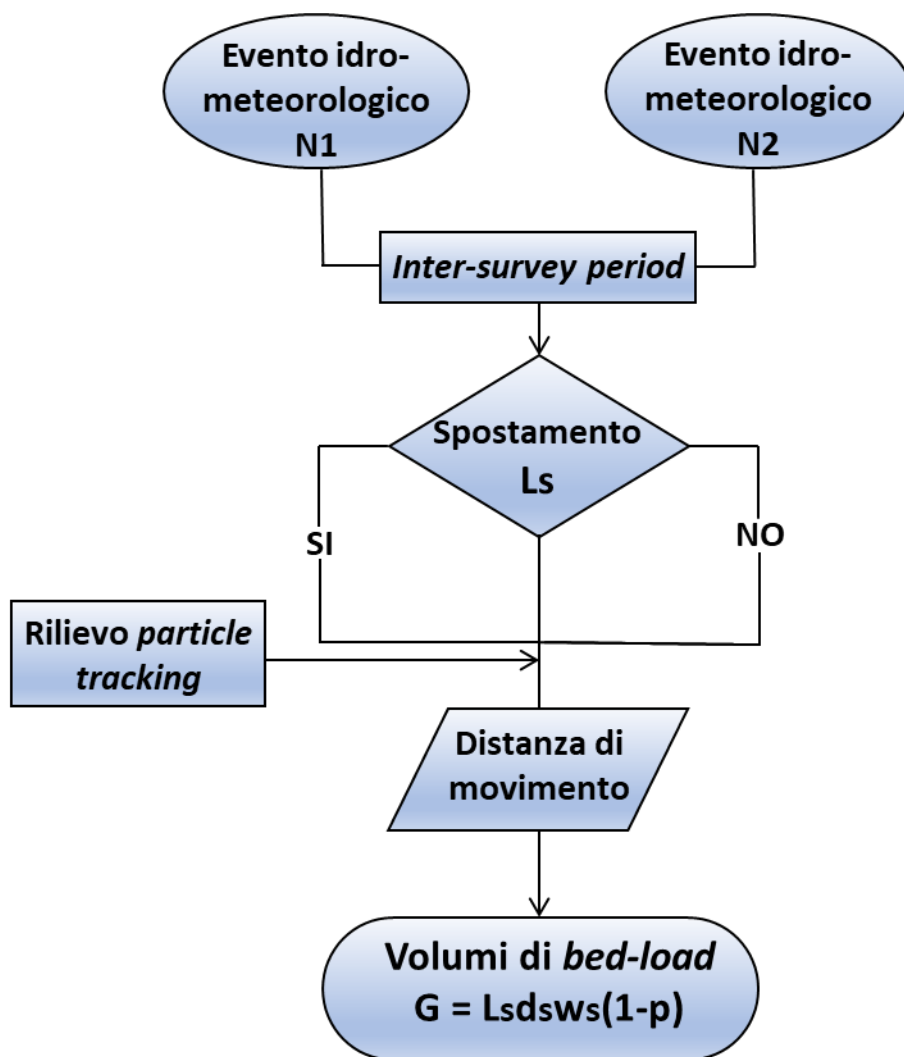


Figura 3.2.9. Workflow per il calcolo del trasporto volumetrico di fondo.

### 3.2.5 Flusso competente, velocità virtuale e intensità del trasporto solido di fondo

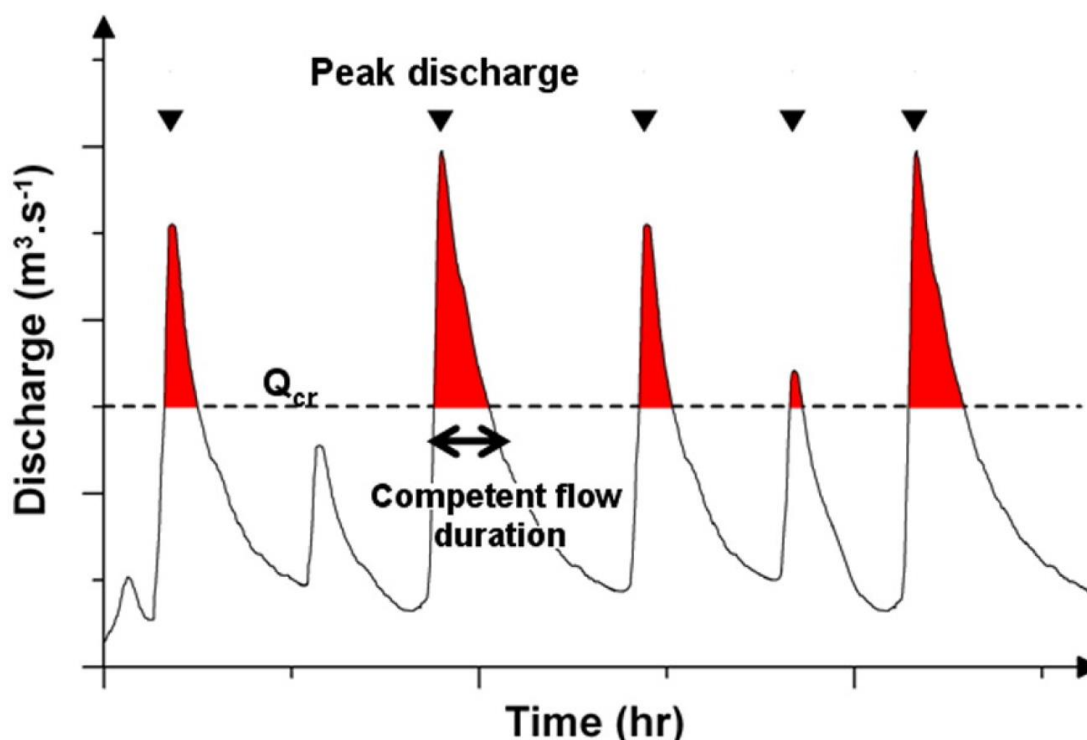
Campionatori portatili di sedimento (Hubbell, 1964; Helley & Smith, 1971; Engel & Lau, 1981) o trappole di sedimento (Milhous & Klingeman, 1973; Emmett, 1979; Reid et al., 1980) vengono usati in canali dal fondo ghiaioso e in prossimità di determinate sezioni, per campionare il flusso di sedimento durante eventi di piena. Tuttavia, la variabilità spaziale e temporale del trasporto solido (Ergenzinger, 1988; Hoey, 1992) complica l'acquisizione di dato rappresentativo (Hubbell & Stevens, 1986).

Un approccio alternativo per determinare l'intensità del trasporto solido (Einstein, 1937; Sayre & Hubbell, 1965) usa l'informazione della velocità virtuale dei traccianti, profondità ed ampiezza dello strato attivo e porosità del sedimento. Per strato attivo si intende la porzione del letto che viene mobilizzata da flussi competenti al trasporto. La velocità virtuale è definita come la distanza totale percorsa (includendo multipli step) dal tracciante diviso l'intervallo di misura, quest'ultimo inteso come il tempo totale per cui il flusso è risultato competente al trasporto durante un evento di

piena (Haschenburger & Church, 1998). Basandosi sui risultati ottenuti dai rilievi PIT, le soglie critiche di portata liquida ( $Q_{ti}$ ) che innescano il movimento delle classi di peso considerate sono state determinate come il valore minimo scelto tra la massima portata di *no bedload* ( $Q_i$ ) della *i*-esima classe di peso considerata e la minima portata di *bedload* della *i*-esima classe di peso ( $\bar{Q}_i$ ):

$$Q_{ti} = \min\{\max [Q_i]; \min [\bar{Q}_i]\} \quad (7)$$

Questo approccio deriva dal metodo del flusso competente (Andrews, 1983; Lenzi et al., 2006) ed è stato applicato in diversi studi di torrenti montani alpini (e.g. Dell’Agnese et al., 2015; Rainato et al., 2018). Nota la soglia critica di portata liquida per ciascuna classe di peso, è possibile determinare la durata del flusso competente oltre soglia (**Figura 3.2.10**; Houbrechts et al., 2015). Il metodo appena descritto per la stima della soglia di portata è stato applicato anche per classi granulometriche (cf. Capitolo 4, sezione [4.2.8](#)). In questo processo, riveste un ruolo fondamentale la portata di picco registrata durante un inter-survey period, che potrebbe essere associata a *bedload* o al *no bedload transport*. In un inter-survey period se presenti picchi multipli, si assume il massimo valore in portata di picco.



**Figura 3.2.10.** Identificazione della portata di picco e della durata del flusso competente su una successione teorica di eventi di flusso (Houbrechts et al., 2015).

Sono state applicate delle soglie minime (5 cm per i clasti non sepolti, e 20 cm per quelli sepolti) al fine di selezionare il dato raccolto in campo sulle distanze percorse dai traccianti ed eliminare eventuali movimenti spuri.

Successivamente è possibile determinare la velocità virtuale di ciascun tracciante appartenente alla  $i$ -esima classe di peso, dal rapporto tra la distanza percorsa e la durata del flusso oltre soglia assegnato alla medesima classe di peso (cf. Capitolo 4, sezione [4.2.9](#)). La velocità virtuale incorpora sia periodi di stasi che di movimento sperimentati dai traccianti, per questa ragione si considera inferiore rispetto a quella reale assunta durante il movimento (Haschenburger & Church, 1998).

L'equazione fondamentale per il calcolo dell'intensità del trasporto solido è la seguente:

$$Q_{si} = (v_i d_s w_s) (1-p), \text{ per } i=1 \dots 6 \quad (8)$$

dove  $v_i$  è la velocità media della  $i$ -esima classe di peso trasportata [ $\text{ms}^{-1}$ ];  $d_s$ ,  $w_s$  e  $p$  sono le stesse variabili descritte per il calcolo volumetrico (cf. sezione [3.2.3.2](#)). Nel caso specifico, essendo le distanze percorse distribuite in modo non gaussiano (cf. Toro 2015), si è preferito adoperare il valore mediano della velocità.

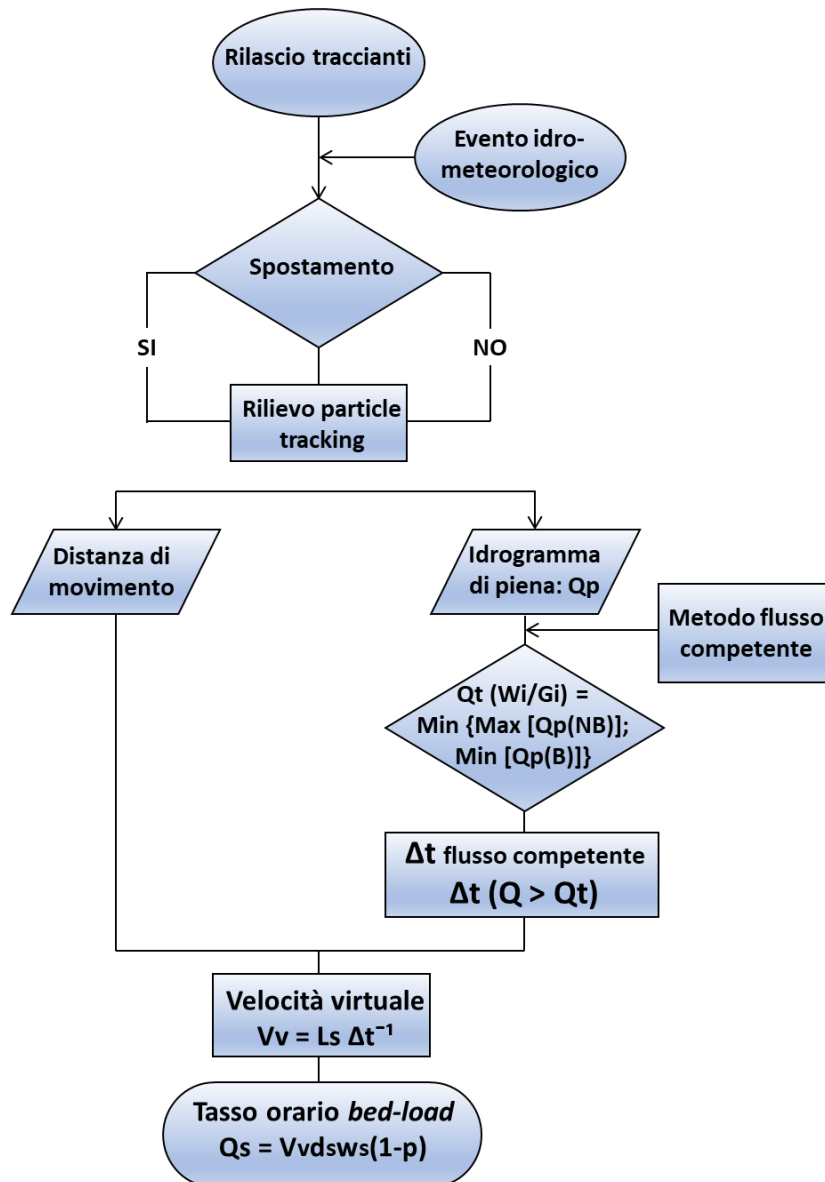
L'intensità del trasporto solido di fondo per il singolo evento idro-meteorologico si esprime attraverso la somma dei singoli contributi di  $Q_{si}$  per ciascuna  $i$ -esima classe di peso coinvolta nel trasporto (cf. Capitolo 4, sezione [4.2.10](#)):

$$Q_s = \sum_{i=1}^6 Q_{si} \quad (9)$$

L'intensità del trasporto solido di fondo totale, riferito all'intero periodo monitorato (composto da  $N$  eventi di trasporto) è uguale alla somma di tutti i contributi di  $Q_s$ :

$$Q_{s(\text{tot})} = \sum_{i=1}^N Q_s \quad (10)$$





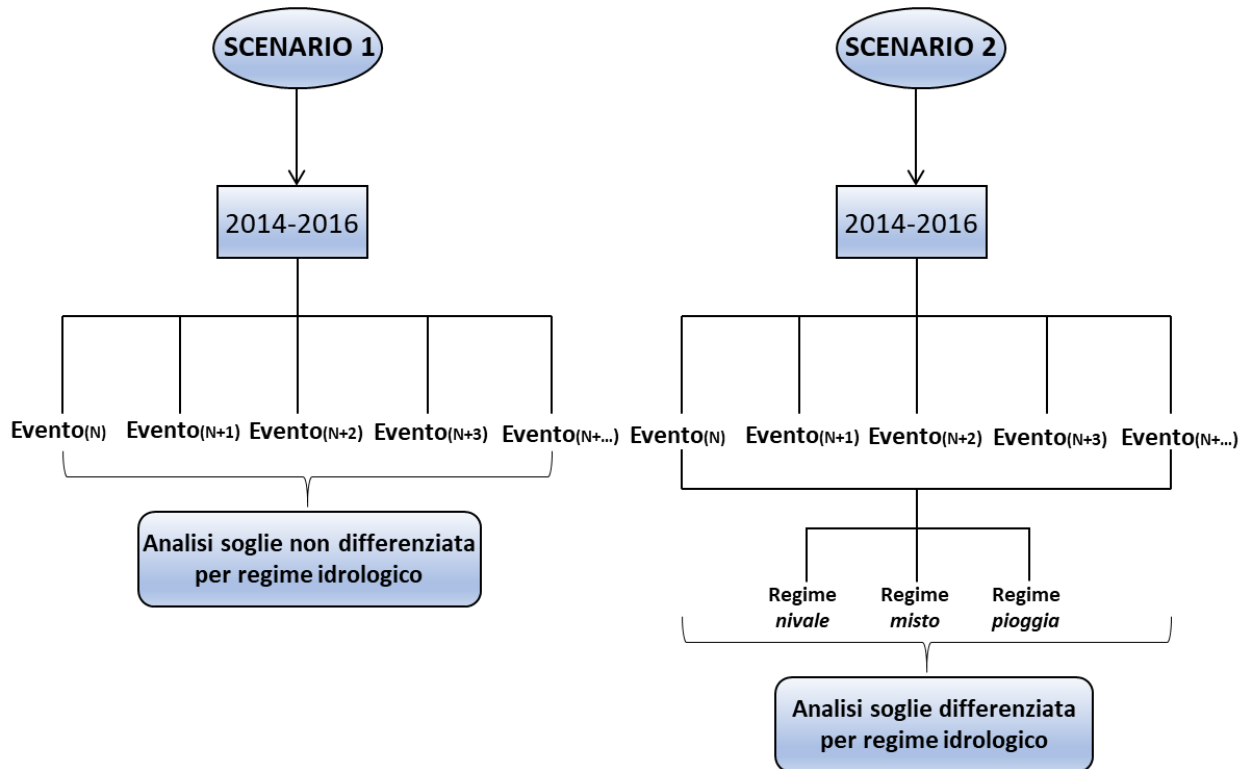
**Figura 3.2.11.** Workflow per il calcolo dell'intensità del trasporto solido di fondo, mediante il metodo del flusso competente e delle velocità virtuali.

### 3.2.6 Analisi di sensitività di soglie empiriche della portata liquida: 2 scenari

L'analisi di sensitività delle soglie mediante applicazione di due diversi scenari mira a verificare se le soglie di innesco del trasporto solido ( $Q_{ti}$ ) presentano variabilità ad una diversa aggregazione degli eventi di *bedload* e *no bedload transport* considerati, e come si possa eventualmente condizionare la stima dell'intensità del trasporto solido di fondo.

Lo scenario 1 consiste in un'aggregazione degli eventi, non differenziata per regime idrologico ed anno, mediante l'applicazione di una soglia unica per il *bedload* e *no bedload transport* (cf. **Capitolo 4**, [4.2.7](#)) per tutto il periodo monitorato secondo diversi valori per classi di peso (cf. sezione [3.2.3.3](#)).

Lo scenario 2 è stato studiato come un'aggregazione degli eventi di *bedload* e *no bedload transport* non differenziata per anno, ma considerando, in questo caso, il regime idrologico (scioglimento nivale e pioggia) dei singoli eventi (cf. **Capitolo 4**, sezione [4.2.7](#)). In definitiva, lo scenario 2 consiste nell'applicare un'unica soglia per tutto il periodo monitorato (2014-2016), che sia differenziata per regime idrologico. Lo scenario 2 è quello più verosimile, in quanto contempla l'effetto della stagionalità sulla stima della soglia di innesco del *bedload* e *no bedload transport*.



**Figura 3.2.12.** Schema concettuale dell'applicazione di due scenari per la stima delle soglie di portata per l'innesco del trasporto solido al fondo (i.e. messa in movimento dei clasti marcati).

# CAPITOLO 4

## *Risultati*

---

#### 4.1 Risultati: variazione storica dell'ampiezza dell'alveo attivo

Si è svolta un'analisi multitemporale (periodo 1954-2014), a scala del segmento vallivo (32,5 km), della variazione dell'ampiezza dell'alveo attivo (cf. Capitolo 3; sezione [3.1](#)), variabile geometrica estremamente sensibile a cambiamenti delle variabili guida del sistema (portata liquida e solida), ed un'analisi di uso del suolo (cf. Capitolo 2; sezione [2.1.3](#)).

I risultati vengono rappresentati tramite *step charts*, inoltre si riportano alcuni esempi del cambiamento morfologico di singoli tratti appartenenti a sotto-segmenti caratterizzati da diverso grado di confinamento laterale.

##### 4.1.1 Analisi multitemporale di uso del suolo alla scala di bacino

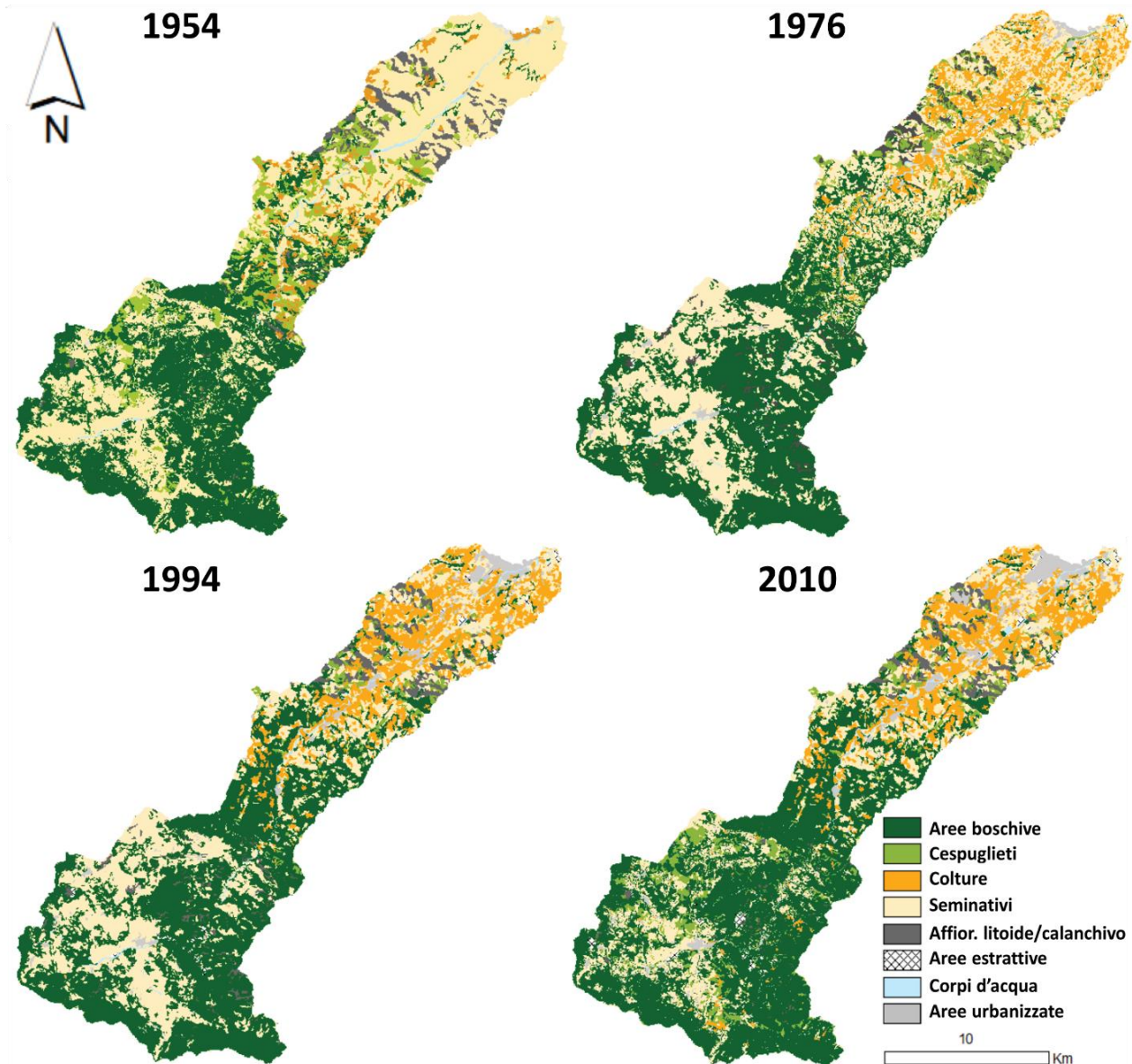
L'analisi di uso del suolo è stata condotta a partire dalle mappe digitalizzate e pubblicate dalla Regione Emilia-Romagna (cf. Capitolo 3, sezione [3.1.2](#)) per gli anni 1954, 1976, 1994 e 2010 (**Figura 4.1.1**). Tutte le elaborazioni sono state effettuate in ambito GIS.

Durante il periodo 1954-1976 (**Tabella 4.1.1**) si ha un aumento delle aree boschive da 171,8 km<sup>2</sup> a 176,5 km<sup>2</sup> (+1%) e delle colture da 18,1 km<sup>2</sup> a 39,4 km<sup>2</sup> (+4,9%), rispetto ad una diminuzione dei cespuglieti da 37,5 km<sup>2</sup> a 23,6 km<sup>2</sup> (-3,2%) e dei seminativi da 185,5 km<sup>2</sup> a 165,6 km<sup>2</sup> (-4,5%). Aumentano le aree ad affioramento litoide e calanchivo (+0,2%), le aree estrattive e corpi d'acqua (+0,2%) e quelle urbanizzate (+1,4%, **Figure 4.1.1 e 4.1.2**).

Il periodo 1976-1994 (**Tabella 4.1.1**) è caratterizzato da un rimboschimento naturale più incisivo, con un aumento da 176,5 km<sup>2</sup> a 196,2 km<sup>2</sup> (+4,5%). Inoltre, anche le colture aumentano da 39,4 km<sup>2</sup> a 57,3 km<sup>2</sup> (+4,1%). Diminuiscono i cespuglieti, da 23,6 km<sup>2</sup> a 10,4 km<sup>2</sup>, e i seminativi, da 165,6 km<sup>2</sup> a 134,2 km<sup>2</sup> (+3% e +7,2% rispettivamente).

Nel periodo 1994-2010 (**Tabella 4.1.1**) si osserva la crescita della copertura boschiva, che varia da 196,2 km<sup>2</sup> a 211 km<sup>2</sup> (+3,4%), anche i cespuglieti si accrescono da 10,4 km<sup>2</sup> a 29,6 km<sup>2</sup> (+4,4%). Le colture si mantengono all'incirca costanti, diminuiscono i seminativi da 134,2 km<sup>2</sup> a 95,8 km<sup>2</sup> (-8,8%), a seguire l'affioramento litoide e calanchivo (-1%). Infine, le aree urbanizzate continuano la loro costante crescita (+1,9%).

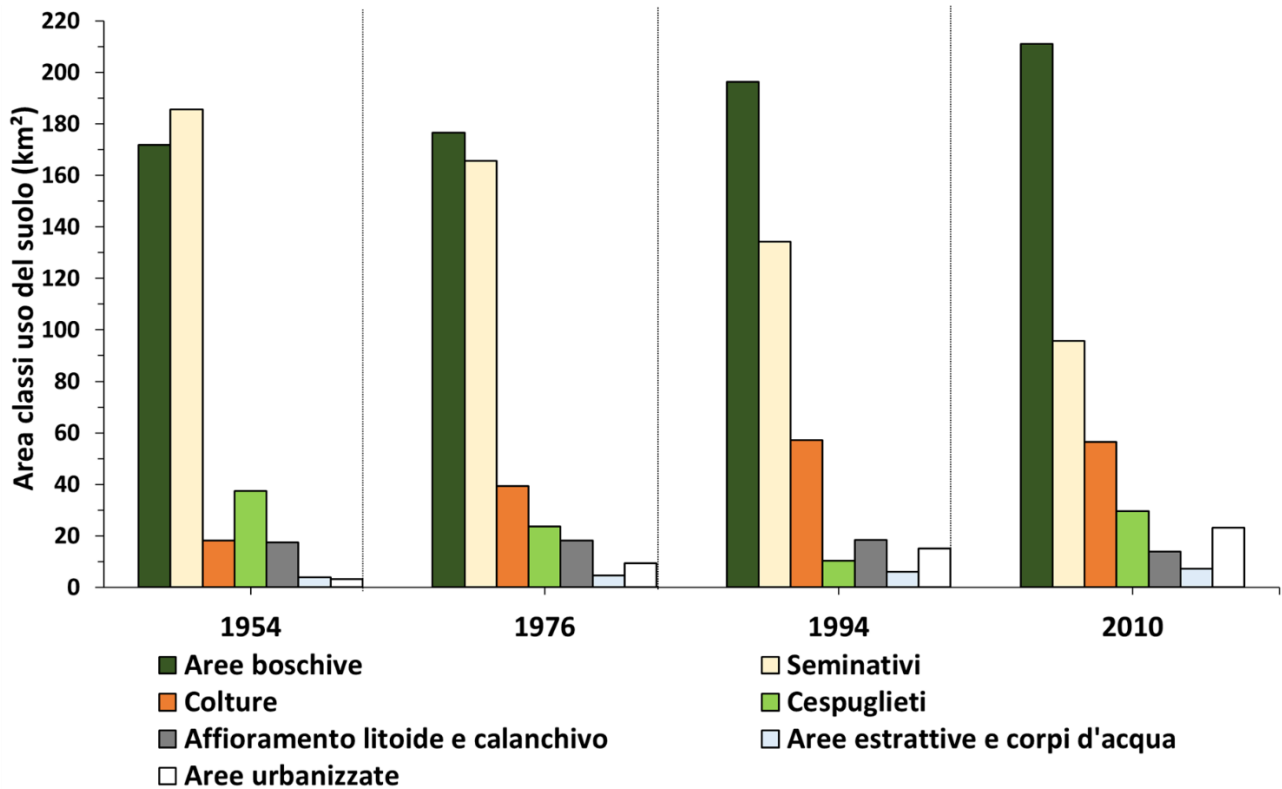
In conclusione, si è avuta una diminuzione delle aree destinate ad uso agricolo (includendo prevalentemente diversi tipi di seminativi e prati stabili) e dei cespuglieti (terminata nel 1994), compensata da un aumento della copertura boschiva e delle aree ad uso di colture (quest'ultima fino al 1994).



**Figura 4.1.1.** Cambiamento di uso del suolo nel bacino del Fiume Santerno tra il 1954 e 2010. Foto aeree del 1954-1955 sono state adoperate dalla Regione Emilia-Romagna per l'uso del suolo del 1954, per il 1976 foto aeree del 1976-1978, per il 1994 fotografie aeree del "Volo Italia '94" ed infine l'uso del suolo del 2010 con ausilio di fotografie aeree A.G.E.A. 2011.

**Tabella 4.1.1.** Variazione percentuale delle aree destinate a diverso uso del suolo dal 1954 al 2010.

Periodo	Aree boschive (%)	Cespuglieti (%)	Colture (%)	Seminativi (%)	Affioramento litoide e calanchivo (%)	Aree estrattive e corpi d'acqua (%)	Aree urbanizzate (%)
<b>1954-1976</b>	1.0	-3.2	4.9	- 4.5	0.2	0.2	1.4
<b>1976-1994</b>	4.5	-3.0	4.1	- 7.2	0.0	0.3	1.3
<b>1994-2010</b>	3.4	4.4	-0.2	- 8.8	-1.0	0.3	1.9
<b>1954-2010</b>	8.9	-1.8	8.8	-20.5	-0.8	0.7	4.6



**Figura 4.1.2.** Istogramma che mostra il cambiamento (Km<sup>2</sup>) di uso del suolo dal 1954 al 2010 delle seguenti categorie: aree boschive, seminativi, colture, cespuglieti, affioramento litoide e calanchivo, aree estrattive e corpi d’acqua ed infine aree urbanizzate. Si osservino i cambiamenti più importanti, quali la diminuzione dei seminativi, compensata dal rimboschimento naturale e dall’aumento delle pratiche legate alla coltura in subordine.

## 4.1.2 Analisi multitemporale della larghezza del canale attivo

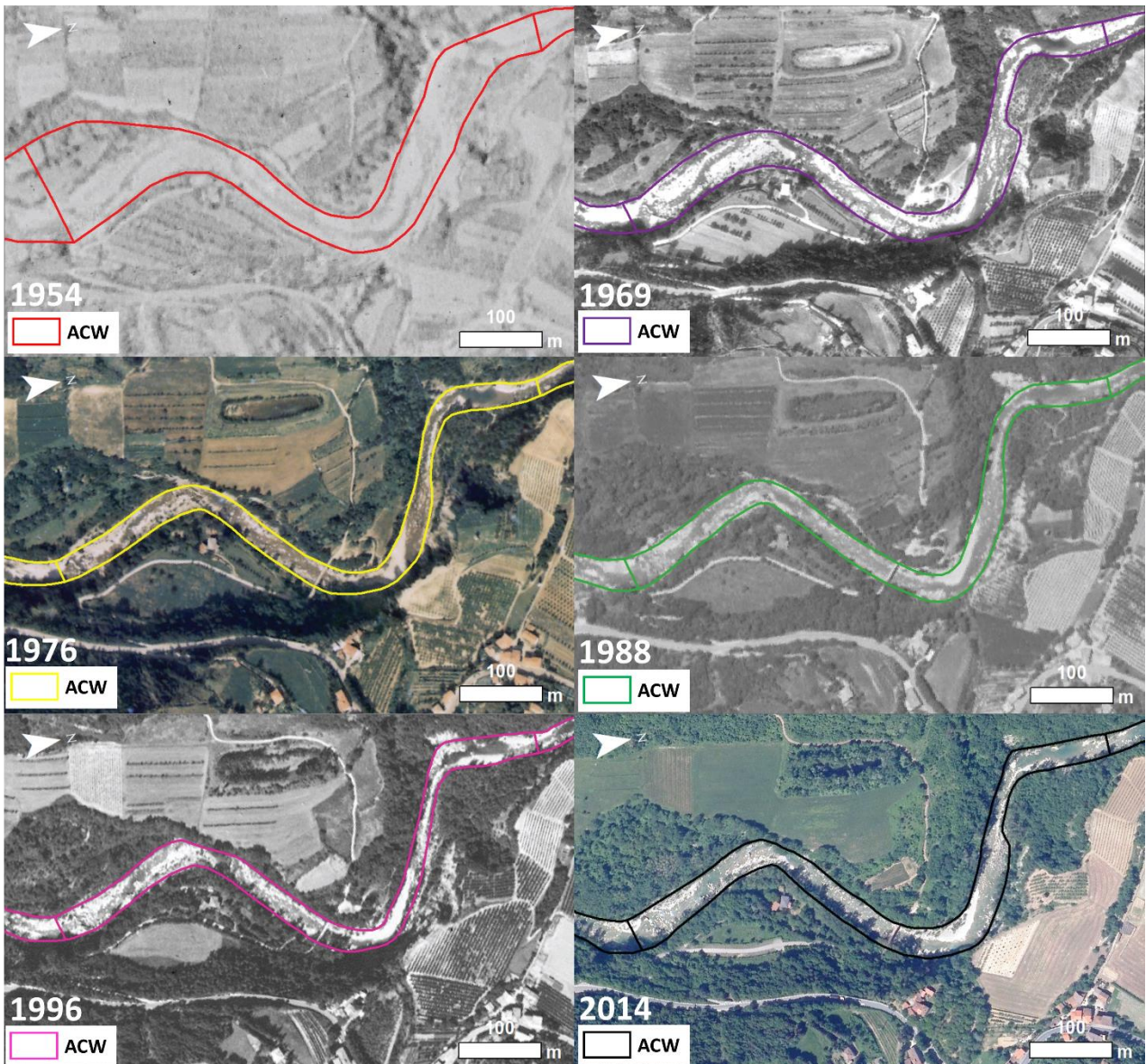
### 4.1.2.1 Zona confinata

Il tratto della zona confinata (**Figura 4.1.3**) che ha subito l'aggiustamento morfologico di maggiore entità è il tratto 9. Il restringimento più importante si osserva dal 1954 al 1969 (24 m), per poi ridursi significativamente dal 1969 al 1976 (5 m) (**Figure 4.1.4 e 4.1.5**). Dal 1976 fino al 2008 il restringimento persiste, salvo un leggero incremento individuato dal 1976 al 1988.

Durante il periodo 2008-2014 si ha un inizio di allargamento del tratto considerato (**Figura 4.1.5**), che è più significativo dal 2011 al 2014 (7 m).



**Figura 4.1.3.** Ubicazione di singoli tratti (9, 37 e 41) appartenenti a sotto-segimenti caratterizzati da diverso grado di confinamento laterale.



**Figura 4.1.4.** Variazione multitemporale del tratto 9 (1954, 1969, 1976, 1988, 1996 e 2014) con vista del canale attivo digitalizzato su base fotografica storica e recente.



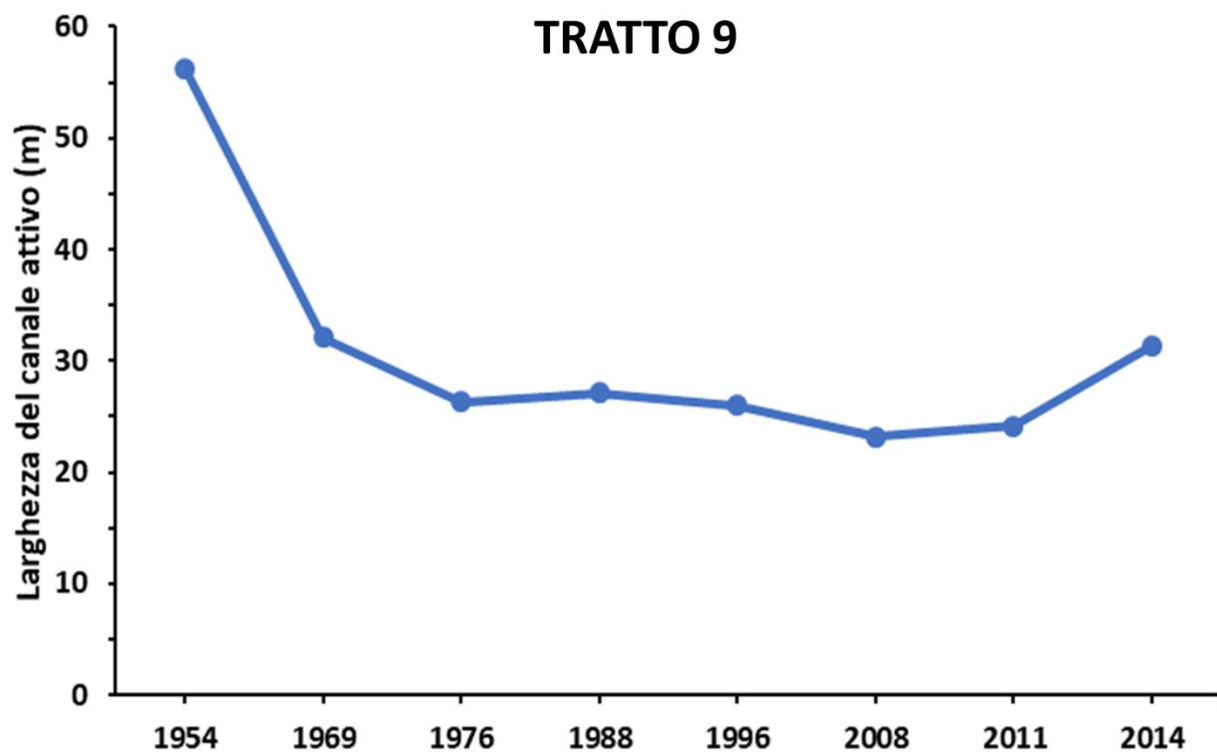
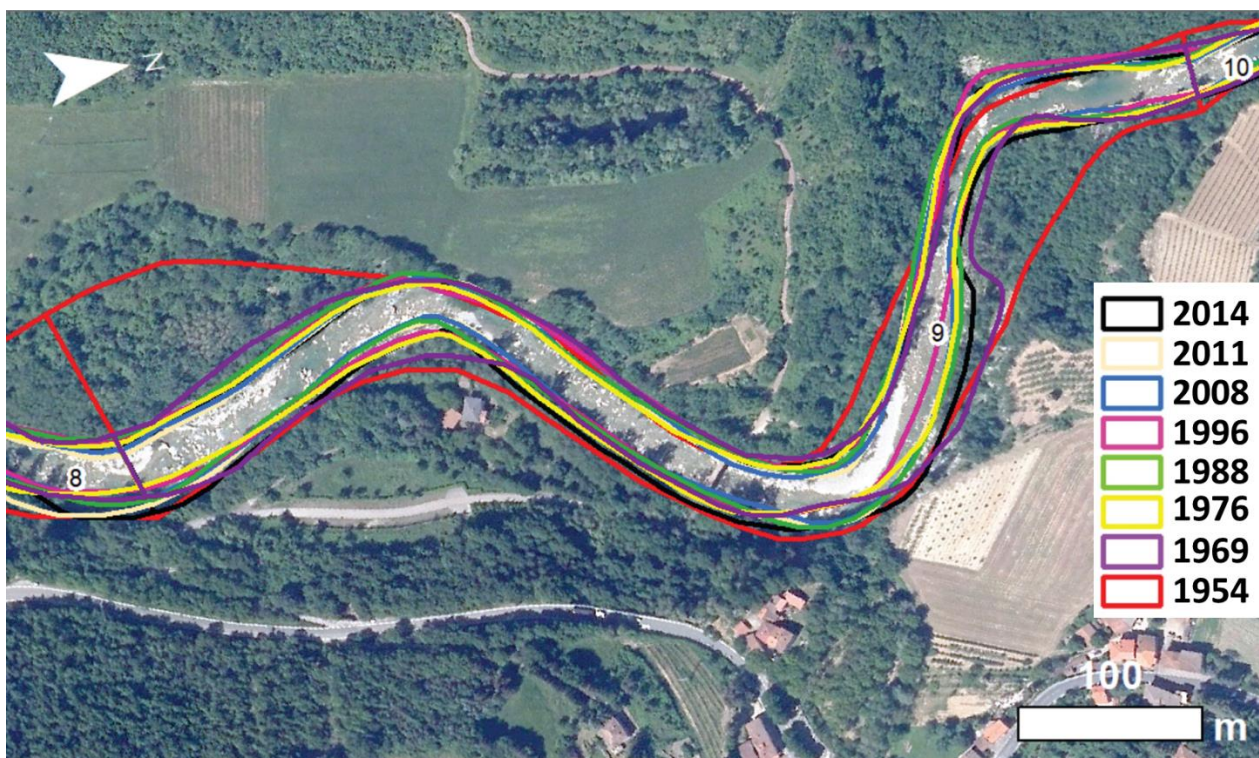
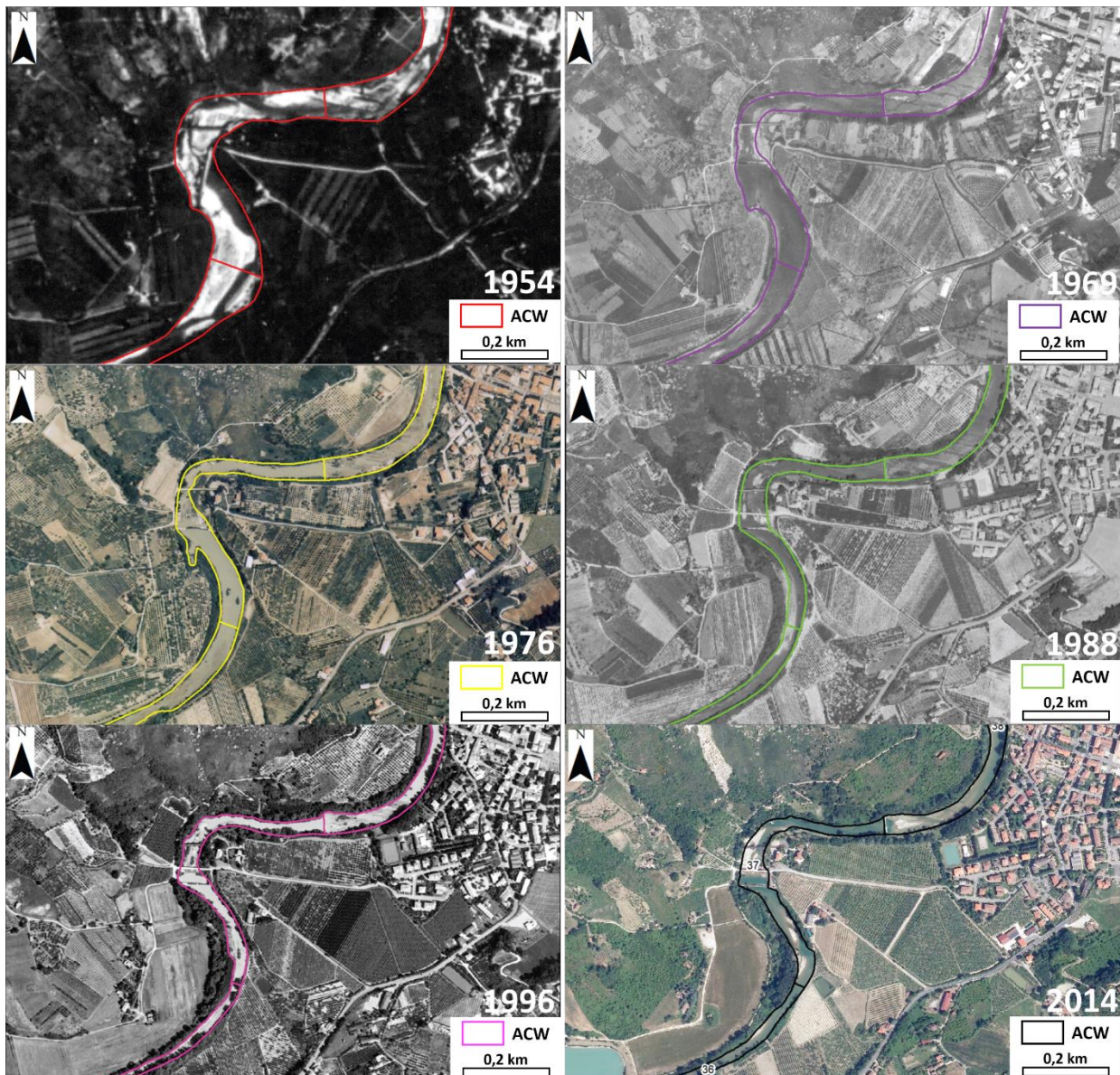


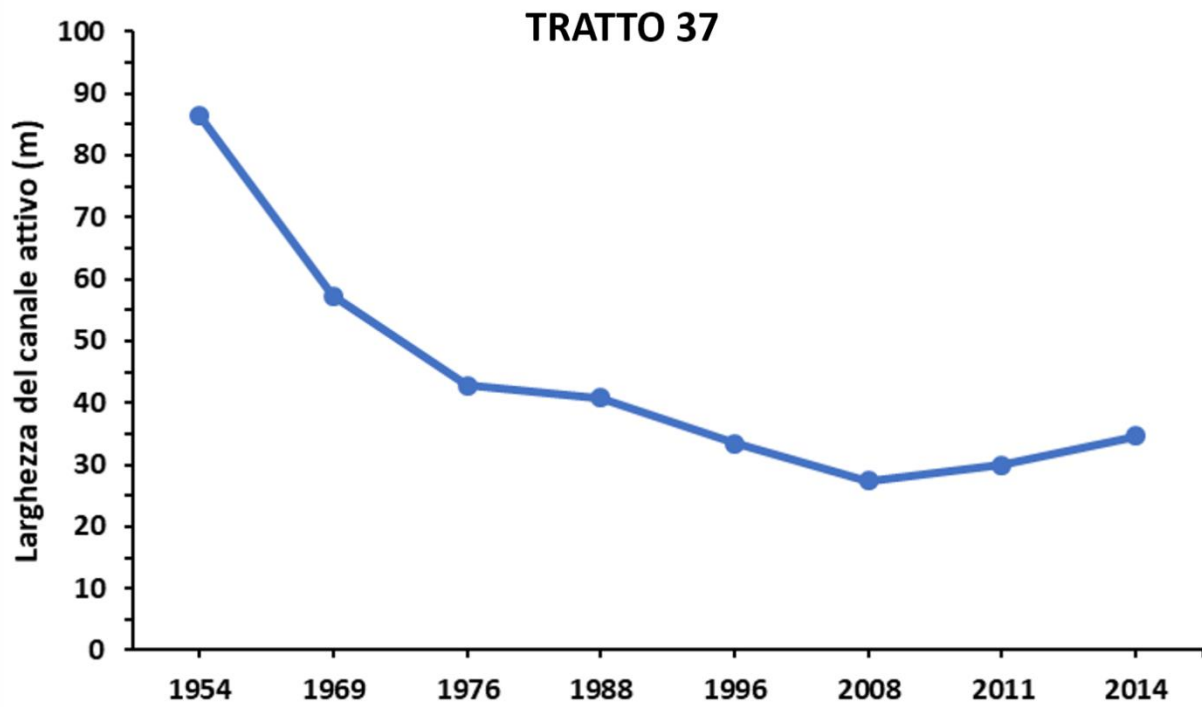
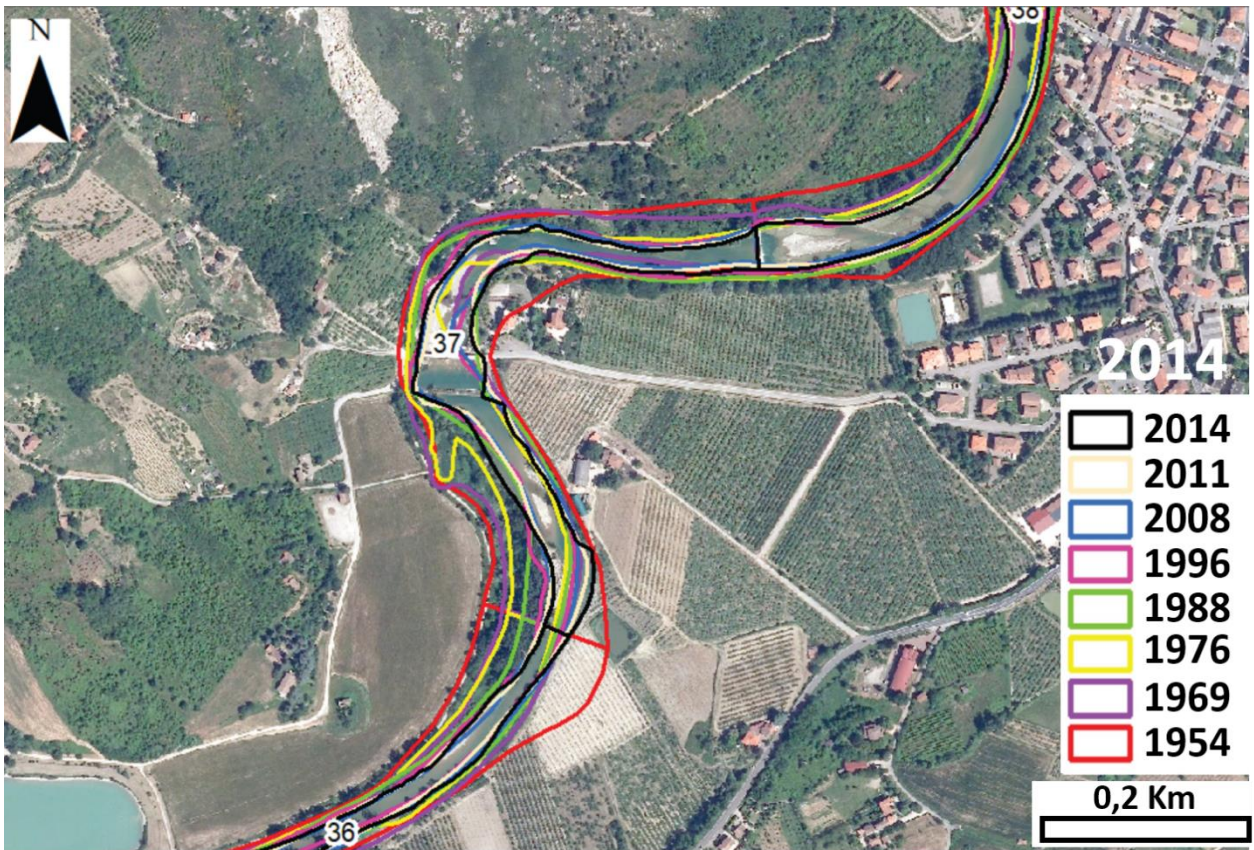
Figura 4.1.5 Proiezione dei canali attivi mappati del tratto 9, per ciascun anno analizzato (periodo 1954-2014) su base dell'ortofoto del 2014 con relativo trend evolutivo riportato in grafico.

#### 4.1.2.2 Zona semiconfinata

Il tratto 37 (**Figura 4.1.3**) della zona semiconfinata è situato in prossimità del centro di Borgo Tossignano ed è quello che si è ristretto maggiormente tra quelli della zona considerata. In modo analogo al tratto 9, l'entità del restringimento è stata maggiore dal 1954 al 1969 (29 m), per poi diminuire progressivamente dal 1969 al 2008 (**Figure 4.1.6 e 4.1.7**). Dal 2008 al 2014 (**Figura 4.1.7**) si assiste ad una fase di recupero (allargamento), che dal 2011 al 2014 è quasi il doppio (4,7 m) rispetto a quello avvenuto nel periodo 2008-2011 (2,5 m). Rispetto alla zona confinata, l'entità con cui il canale si restringe è maggiore.



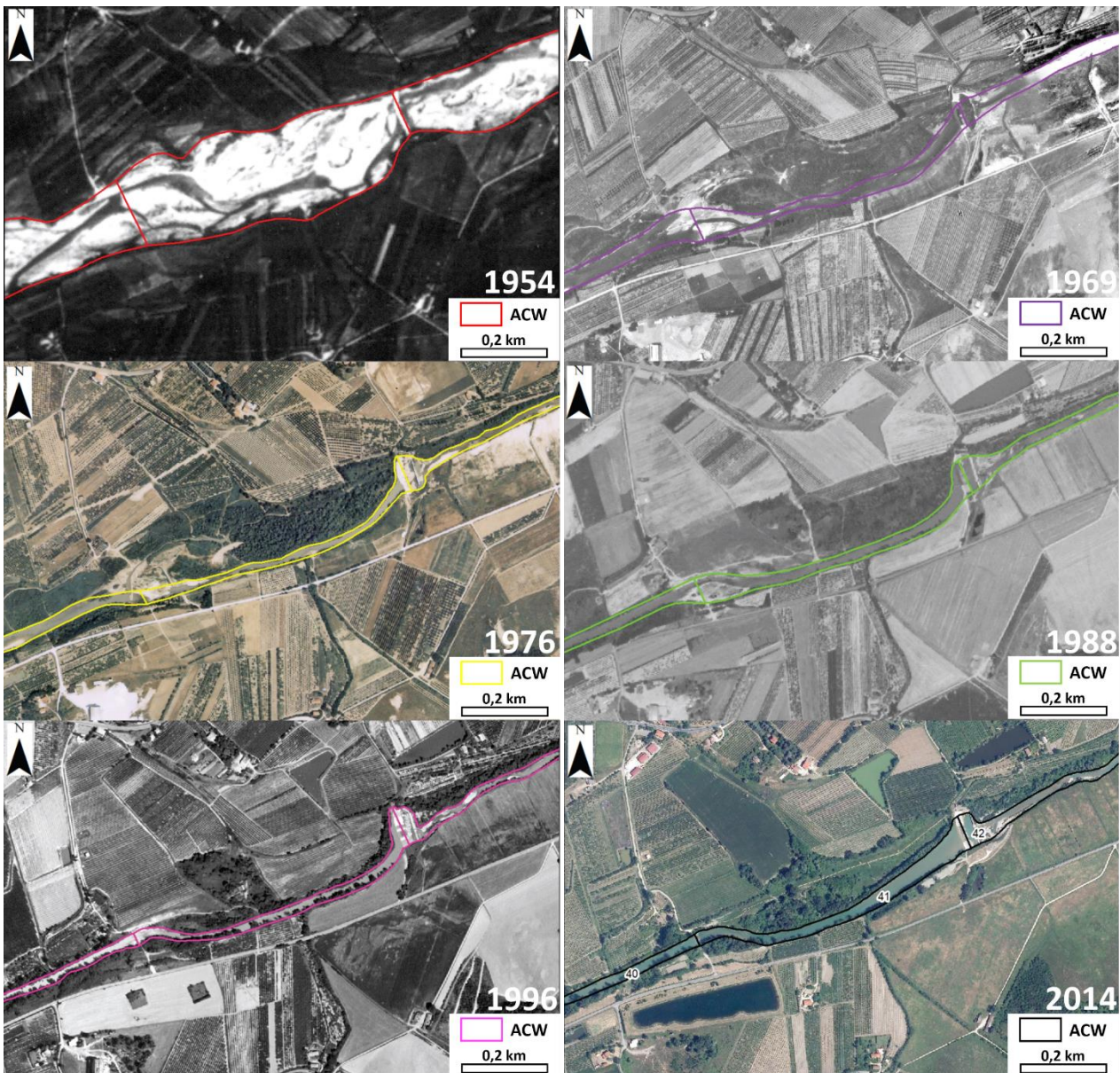
**Figura 4.1.6.** Variazione multitemporale del tratto 37 (1954, 1969, 1976, 1988, 1996 e 2014) con vista del canale attivo digitalizzato su base fotografica storica e recente.



**Figura 4.1.7.** Proiezione dei canali attivi mappati del tratto 37, per ciascun anno analizzato (periodo 1954-2014) su base dell'ortofoto del 2014 con relativo trend evolutivo riportato in grafico.

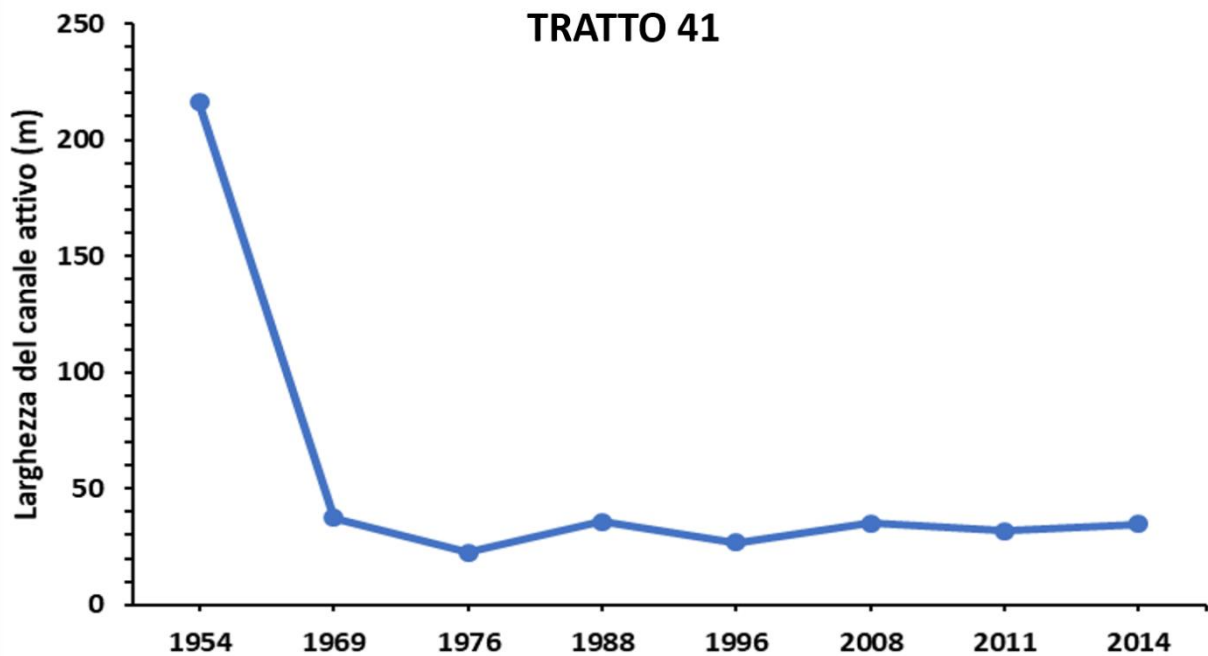
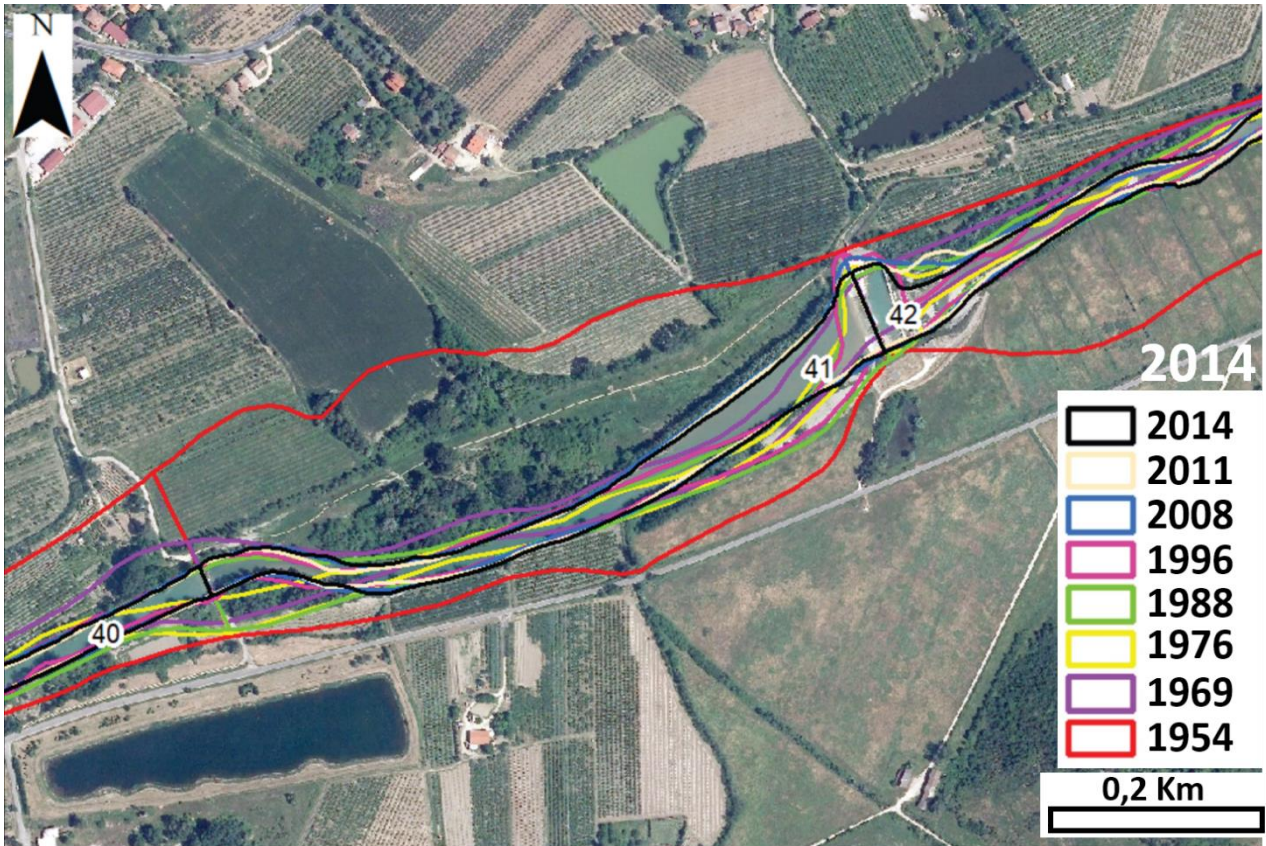
#### 4.1.2.3 Zona non confinata

Il tratto 41 si trova poco lontano dal centro di Codrignano e manifesta il maggior restringimento tra quelli della zona a confinamento nullo (**Figura 4.1.13**). Nella zona a confinamento nullo si osservano restringimenti di entità superiore rispetto a quelli riscontrati nella zona confinata e semiconfinata. In modo analogo ai casi precedenti, il restringimento più grande si osserva dal 1954 al 1969 (178 m), per poi diminuire progressivamente nel tempo, salvo due casi in cui si osserva un leggero aumento della larghezza (dal 1976 al 1988 e dal 1996 al 2014, **Figure 4.1.8 e 4.1.9**). In questo tratto il Santerno si presentava a canali multipli, e nel 1969 si riduce a canale singolo, mantenendolo nel tempo (**Figura 4.1.8**).



**Figura 4.1.8.** Variazione multitemporale del tratto 41 (1954, 1969, 1976, 1988, 1996 e 2014) con vista del canale attivo digitalizzato su base fotografica storica e recente.

Relativamente alle dinamiche più recenti, si assiste ad un allargamento del canale attivo di 2,9 m dal 2011 al 2014 (**Figura 4.1.9**).



**Figura 4.1.9.** Proiezione dei canali attivi mappati del tratto 41, per ciascun anno analizzato (periodo 1954-2014) su base dell'ortofoto del 2014 con relativo trend evolutivo riportato in grafico.

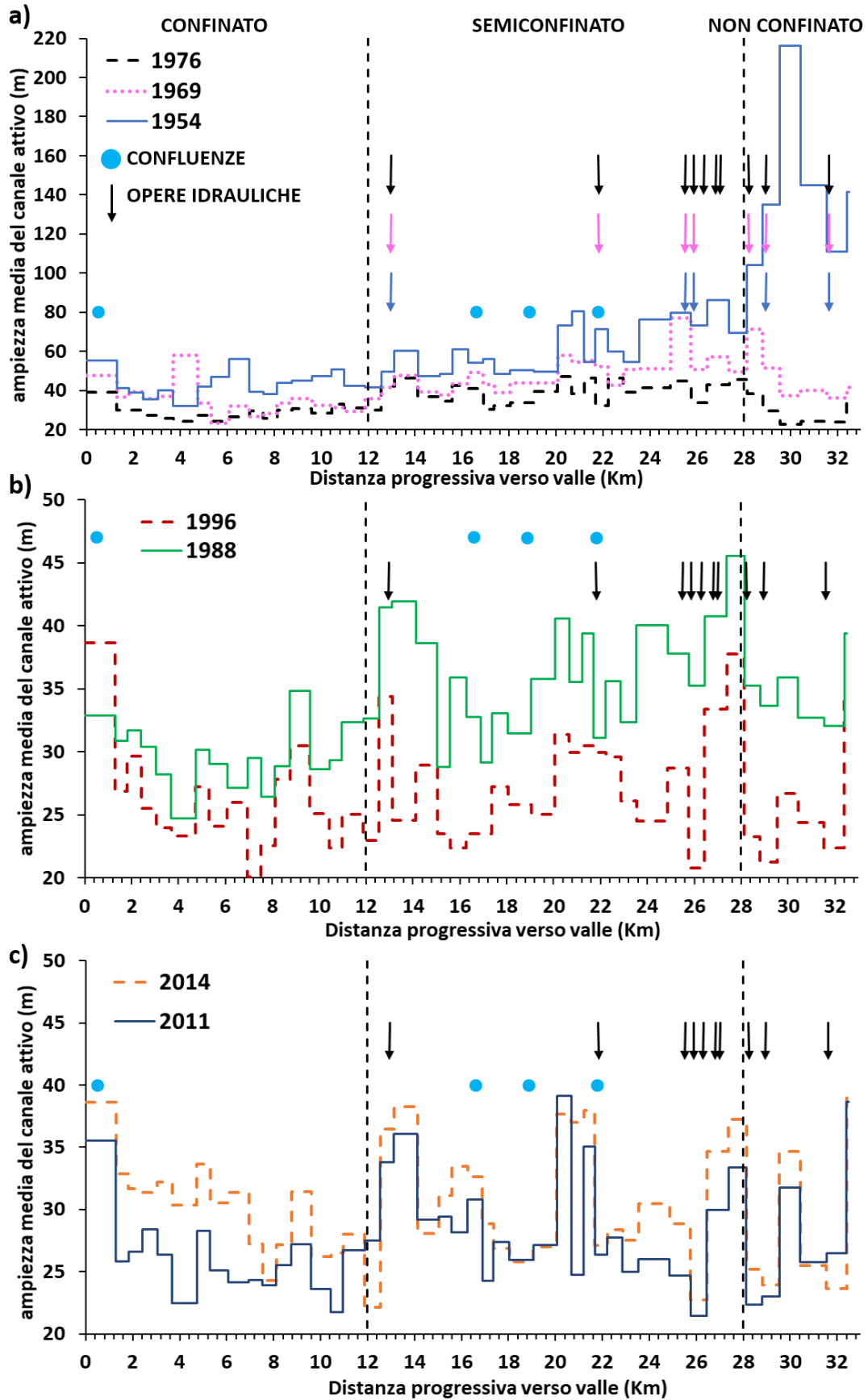
### 4.1.3 Variazione della larghezza media del canale attivo alla scala del segmento

Negli *step charts* si riportano le posizioni delle confluenze principali e delle opere idrauliche progressivamente installate nel tempo (**Figura 4.1.10**). In linea generale si osserva una diminuzione dell'ampiezza media del canale attivo nel tempo, particolarmente accentuata tra il 1954 e 1969. Nel 1954 (**Figura 4.1.10a**) l'ampiezza media del canale attivo aumenta progressivamente da monte verso valle in relazione alla diminuzione del grado di confinamento, ovvero della disponibilità di spazio utile al suo sviluppo. Questa caratteristica si conserva per il 1969 e 1976 (**Figure 4.1.10a**) dal tratto confinato a quello semiconfinato, perdendosi in quello a confinamento nullo, dove l'ampiezza media del canale attivo esibisce valori più bassi rispetto alla restante parte del segmento studiato.

Nel dettaglio dei massimi e minimi valori raggiunti dall'ampiezza media del canale attivo in ciascun anno si osserva: nel 1954 un minimo di 32,1 m nella zona confinata (tratto 6, a circa 3,7 km del segmento di studio), mentre il massimo è di 216 m (tratto 41, a circa 29,5 km) nella zona a confinamento nullo; nel 1969 i valori sono compresi tra 26,7 m nella zona confinata (tratto 10, a circa 7,5 km) e 77 m nella zona semiconfinata (tratto 35, a circa 25,8 km); nel 1976 il minimo è di 24,1 m nella zona confinata (tratto 6, a circa 3,7 km), mentre il massimo è di 47,1 m nella zona semiconfinata (tratto 28, a circa 20,1 km). A partire dal 1969, l'ampiezza massima del canale attivo non si osserva più nella zona a confinamento nullo, ma in quella semiconfinata.

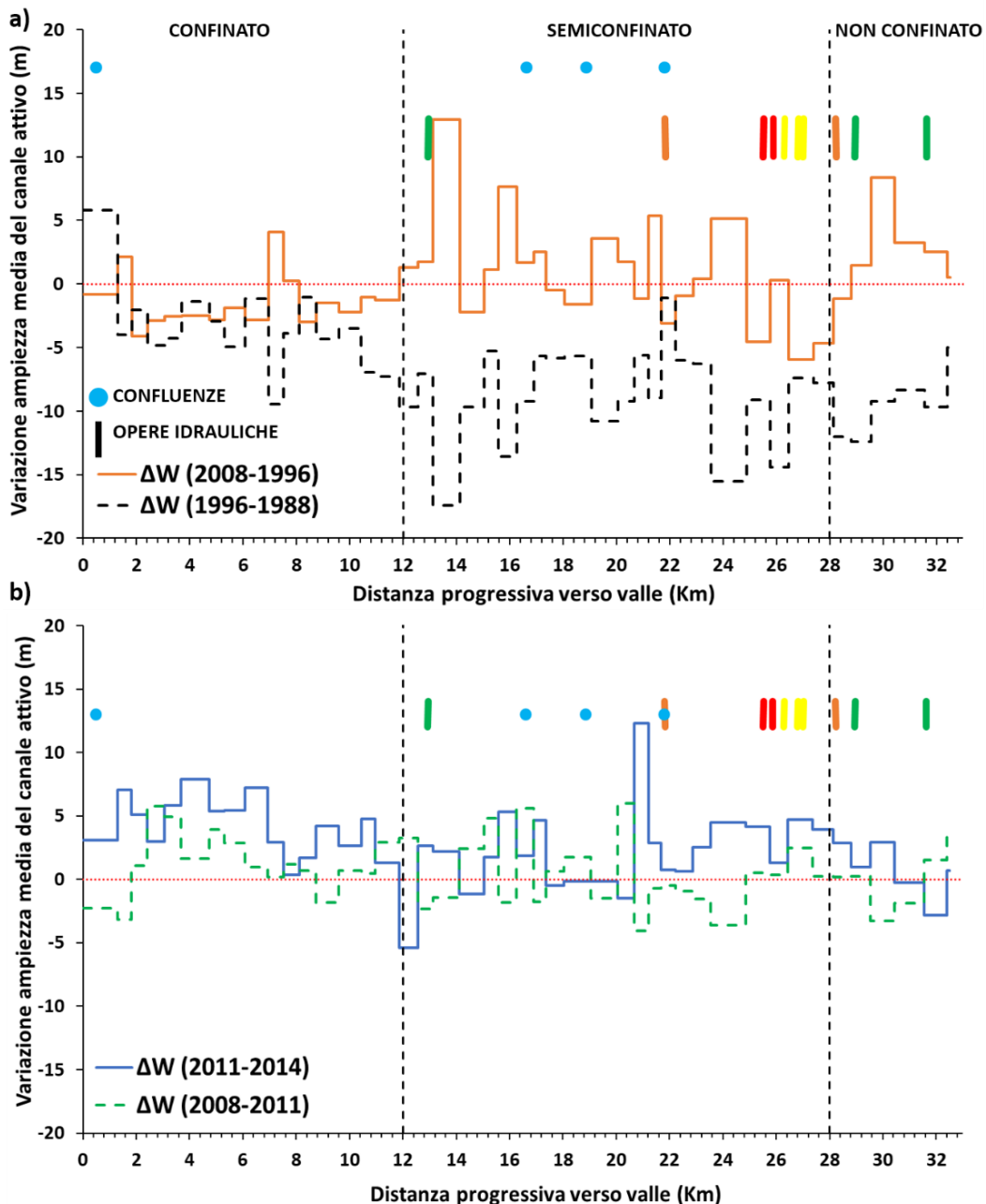
Durante il periodo 1988-996 (**Figura 4.1.12b**), l'ampiezza media del canale attivo continua a diminuire. In questo lasso di tempo, non si sono installate nuove opere idrauliche. Nel 1988 l'ampiezza media del canale attivo oscilla tra 24,7 m nella zona confinata (tratto 6, a circa 3,7 km) ed un massimo di 45,5 m nella parte terminale della zona semiconfinata (tratto 38, a circa 27,4 km); nel 1996 tra 20,1 m nella zona confinata (tratto 10, a circa 7 km) e 37,8 m nella parte terminale della zona semiconfinata in modo analogo al 1988.

Durante il periodo del 2011-2014 (**Figura 4.1.12c**), il canale attivo del Fiume Santerno inizia ad allargarsi. La situazione delle opere idrauliche lungo il segmento di studio resta inalterata, con l'attività di estrazione sospesa da diversi anni. Nel 2011, si registrano valori compresi tra da 21,5 m nella zona semiconfinata (tratto 6, a circa 25,8 km) fino a un massimo di 39,2 m nella stessa zona (tratto 28; a circa 20,1 km); nel 2014 il minimo aumenta rispetto al 2011 ad un valore di 22,1 m (tratto 17, a circa 11,9 km) ad inizio della zona semiconfinata, mentre il massimo di 39,3 m si raggiunge nella parte terminale della zona a confinamento nullo (tratto 44, a circa 32 km).



**Figura 4.1.10** Variazione della larghezza media del canale attivo procedendo da monte verso valle lungo il segmento di studio (32,5 km). **a)** Trend temporale del periodo 1954-1976; **b)** trend temporale del periodo 1988-1996; **c)** trend temporale del periodo 2011-2014.

Seguono gli *step charts* che mostrano le variazioni dell'ampiezza media del canale attivo dagli anni '90 fino al 2014, procedendo da monte verso valle lungo il segmento di studio. Se il trend evolutivo assume valori negativi vuol dire che il fiume è in una fase di restringimento, diversamente valori positivi indicano un allargamento del canale attivo. Sono riportate le posizioni delle confluenze e delle opere idrauliche con colore diverso in base all'anno di attuazione dell'intervento idraulico (**Figure 4.1.11a e 4.1.11b**).



**Figura 4.1.11.** Andamento delle variazioni della larghezza media del canale attivo dagli anni '90 al 2014. **a)** Confronto del trend evolutivo 1996-1988 e 2008-1996; **b)** confronto tra il trend evolutivo 2008-2011 e 2011-2014. Sono riportate le confluenze (in azzurro) e gli interventi di sistemazione idraulica differenziati per colore in base all'anno di attuazione (verde=prima del 1954; rosso=1954-1969; arancione=1969-1976; giallo=1976-1996).



Fino al 1996 si osserva una fase di restringimento (**Figura 4.1.11a**), con restringimenti più alti nella zona semiconfinata (17 m nel tratto 19, a circa 13,1 km), dove il fiume Santerno nel 1988 presenta valori più alti di larghezza del canale attivo, mentre variazioni più piccole si osservano nella zona confinata (1 m nel tratto 12, a circa 8,1 km).

Il trend evolutivo dal 1996 al 2008 (**Figura 4.1.11a**) esibisce un allargamento del canale attivo, iniziato con anticipo nella zona semiconfinata (massimo allargamento 12 m nel tratto 19, a circa 13,1 km) e in quella a confinamento nullo (8,4 m nel tratto 41, a circa 29,6 km) rispetto a quella confinata dove si esibiscono variazioni in gran parte ancora negative (massimo restringimento di 4,1 m nel tratto 3, a circa 1,8 km). Nella zona semiconfinata (in prossimità di Borgo Tossignano) sono concentrati i principali interventi di sistemazione idraulica, che possono aver tardato la fase di recupero verso valle.

Il trend evolutivo del periodo 2008-2011 (**Figura 4.1.11b**) mostra delle fasi alterne lungo il segmento, con massimi valori di restringimento (4,1 m) nel tratto 29 (a circa 20,7 km) e di allargamento (6 m) nel tratto 28 (a circa 20,1 km) riscontrati entrambi nella zona semiconfinata. Durante il periodo 2011-2014 il Fiume Santerno esibisce un inizio di allargamento (**Figura 4.1.11b**), con valori massimi nella zona semiconfinata (12,3 km) nel tratto 29 (a circa 20,7 km).

## 4.2 Risultati: *bedload transport*

### 4.2.1 Distribuzione delle distanze percorse dai traccianti in funzione del regime idrologico

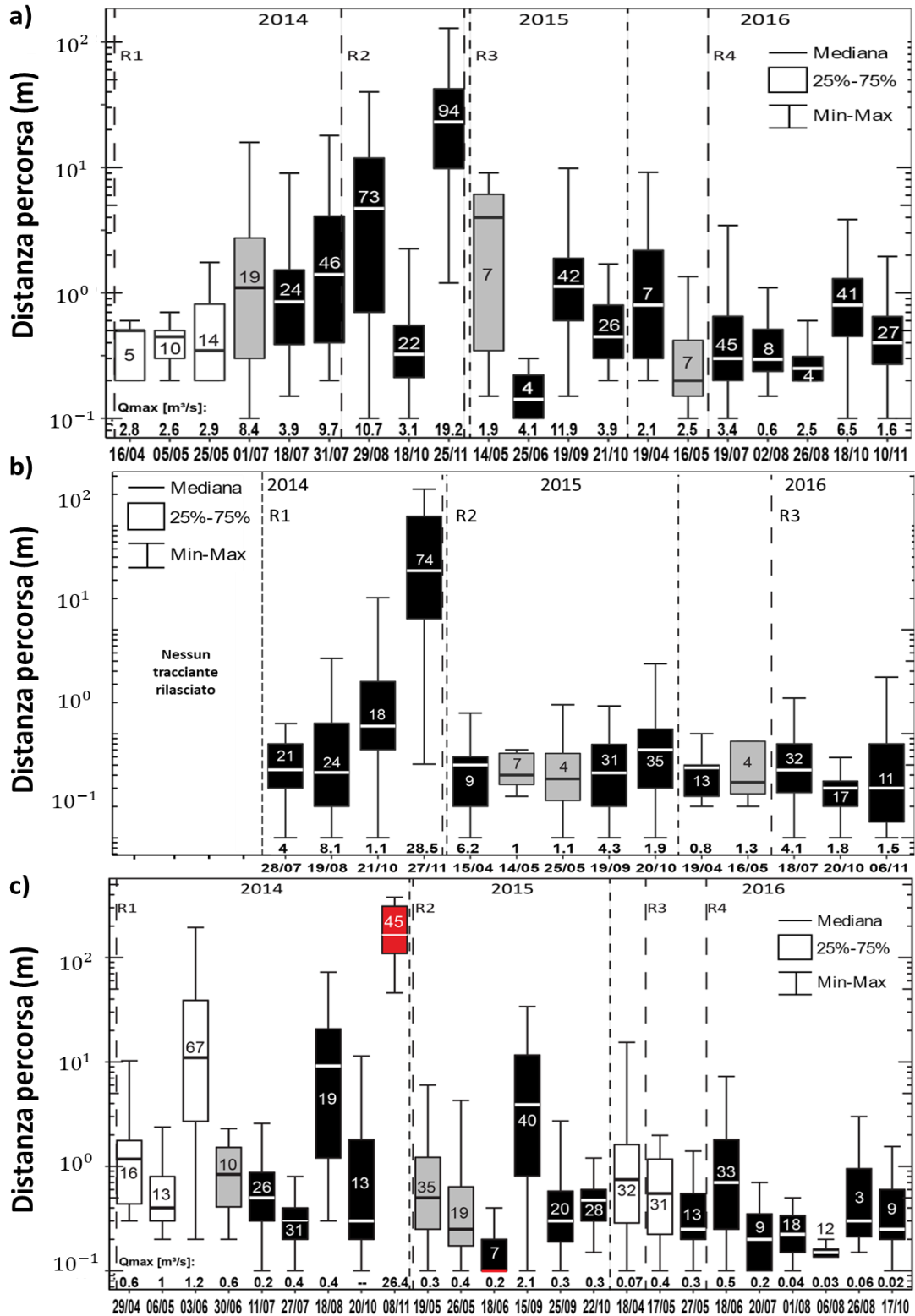
La distribuzione delle distanze percorse dai traccianti nei Rii Grigno, Tolvà e Ussaia (**Figura 4.2.1**), viene rappresentata per ciascun *inter-survey period* in base al regime idrologico che lo caratterizza. I valori più alti delle distanze percorse dai traccianti si riscontrano durante i temporali convettivi estivi e fronti atmosferici di tipo Atlantico che hanno caratterizzato il 2014. Il regime misto registra valori più alti nel Rio Grigno (e.g. rilievo del 1 Luglio 2014,  $Q_p=8,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e 19 traccianti mossi (N); cf. **Figura 4.2.1a**), ma numerosità più alta nel Rio Ussaia (e.g. rilievo del 19 Maggio 2015,  $Q_p=0,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e  $N=35$ ; cf. **Figura 4.2.1c**). Nel Rio Ussaia, durante il regime dello scioglimento nivale, i traccianti vengono mobilizzati con maggiore intensità e in maggior numero (e.g. rilievo del 3 Giugno 2014, **Figura 4.2.1c**).

Nel Rio Grigno (**Figura 4.2.1a**) le distanze mediane esibiscono un trend in crescita durante il 2014 (massimo=20 m); nel 2015 tendono a diminuire di circa un ordine di grandezza (massimo=4 m, rilievo del 14 Maggio,  $Q_p=1,9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e  $N=7$ ); ed infine, nel 2016 si assiste ad una diminuzione di quasi un ulteriore ordine di grandezza (massimo=0,8 m, rilievo del 18 Ottobre,  $Q_p=2,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e  $N=7$ ). I valori delle distanze percorse dai traccianti variano da 0,1 a 128,8 m (per valori in portata di picco compresi tra  $0,6\text{--}19,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).

Nel Rio Tolvà (**Figura 4.2.1b**), le distanze mediane aumentano durante il 2014 (massimo=40 m); invece durante il 2015-2016 si osserva un andamento piuttosto costante dettato da piccole variazioni, con una diminuzione di quasi due ordini di grandezza rispetto al 2014, infatti i massimi oscillano da 0,6 m (rilievo di Ottobre 2015,  $Q_p=1,9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ,  $N=35$ ) a 0,5 m (Aprile 2016,  $Q_p=0,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ,  $N=13$ ). I valori delle distanze percorse dai traccianti variano da 0,1 a 224,7 m (per valori in portata di picco tra  $0,8\text{--}28,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).

Nel Rio Ussaia (**Figura 4.1.2c**), le distanze mediane mostrano maggiore variabilità. Nel 2014, escluso l'evento eccezionale di Novembre che ha rappresentato un *debris flow* (con una portata liquida incognita di  $26,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), valori considerevolmente più alti sono attribuibili allo scioglimento nivale (massimo di circa 10 m, rilievo del 3 Giugno,  $Q_p=1,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ,  $N=67$ ), cosa che non si osserva nei Rii Grigno e Tolvà. Nel 2015, il massimo tra i valori mediani diminuisce di circa un ordine di grandezza (circa 4 m, rilievo del 15 Settembre,  $Q_p=2,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ,  $N=40$ ). Durante il 2016, si osserva un'ulteriore diminuzione delle distanze mediane (massimo di circa 0,7 m, rilievo del 18 Aprile,  $Q_p=0,07 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ,  $N=32$ ). I valori delle distanze percorse dai traccianti variano da 0,1 a 377,8 m (per valori in portata di picco tra  $0,02\text{--}26,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Ricapitolando, in tutti i siti di studio, si osserva un contrasto nell'entità degli spostamenti durante il 2014 rispetto quelli del 2015-2016, in accordo

all’eccezionalità delle forzanti idro-meteorologiche che hanno caratterizzato il primo anno rispetto quelle ordinarie degli ultimi due anni (cf. **Capitolo 2**, sezione [2.2.2.2](#)).



**Figura 4.2.1.** Box plot delle distanze percorse dai traccianti nell’intervallo 2014-2016 sui tratti monitorati di (a) Rio Grigno; (b) Rio Tolva; e (c) Rio Ussai. In ascissa, le date si riferiscono ai rilievi effettuati in alveo, i numeri alle portate di picco  $Q_p$  ( $m^3s^{-1}$ ). Gli inter-survey period sono classificati in tre regimi idrologici: pioggia (nero), scioglimento nivale (bianco) e misto (grigio). Le date dei rilasci dei traccianti in alveo (R1, R2, R3 e R4), sono indicati da linee verticali con tratteggio lungo.

#### 4.2.2 Analisi di rilievi PIT selezionati per tipologia di forzante idro-meteorologica

Al fine di analizzare in maggiore dettaglio l'effetto di diverse forzanti idro-meteorologiche sulle distanze percorse dai traccianti, si è svolta un'analisi di rilievi PIT derivanti da: scioglimento nivale, temporale convettivo e fronte atmosferico di tipo Atlantico. I rilievi vengono presentati secondo grado di intensità idrologica crescente.

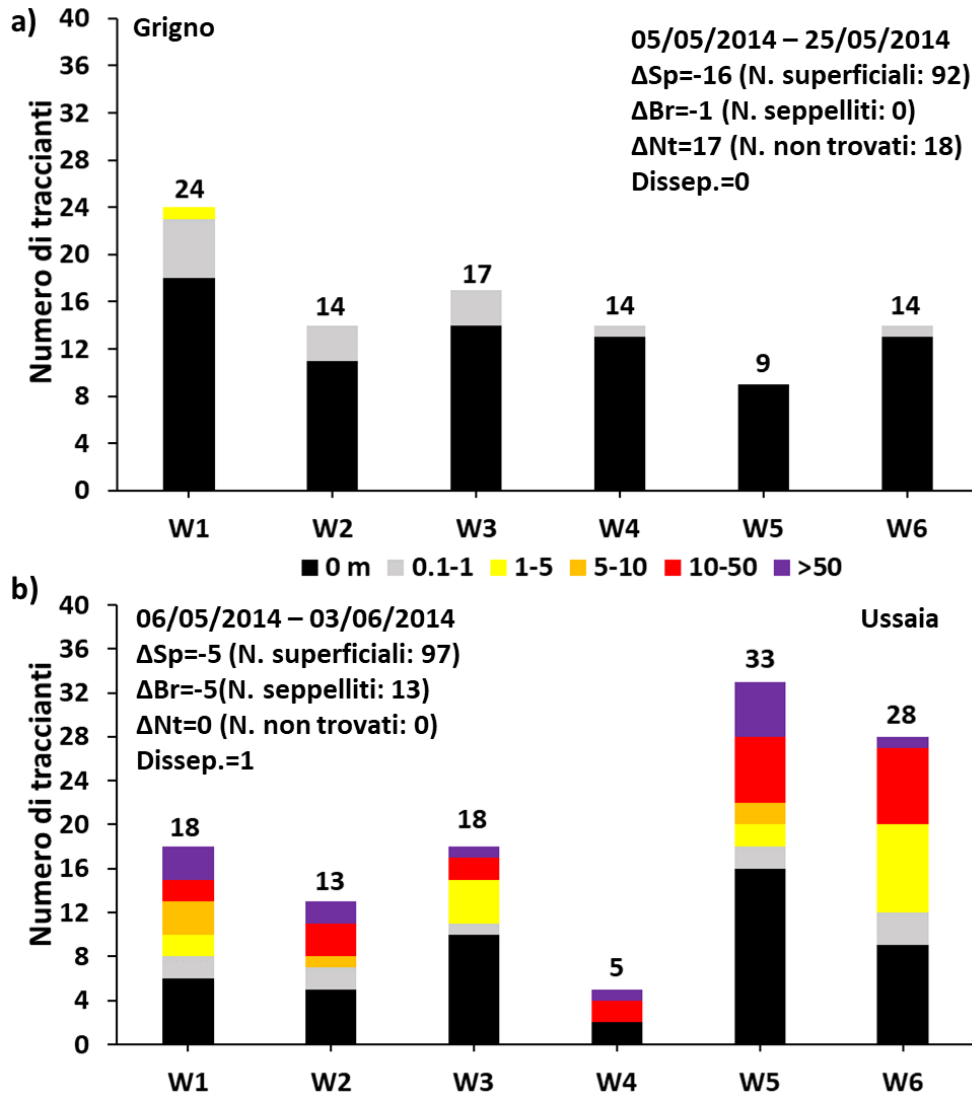
Per ciascun inter-survey period scelto, vengono mostrati diagrammi a barre impilate (*stacked barplot*) e a dispersione (*scatter plot*) delle distanze percorse dai traccianti. Nei primi vengono considerati tutti i traccianti rilevati (mobilizzati o meno), raggruppati secondo 6 classi di peso. Nei secondi, si considerano unicamente i traccianti mobilizzati. Entrambi i tipi di grafici vengono rappresentati per classi di peso e classi granulometriche (quest'ultimi riportati in Appendice A3).

Il primo evento idro-meteorologico preso in esame è riconducibile ad un fenomeno di scioglimento nivale che ha interessato i Rii Grigno e Ussaia tra il 22-23 Maggio 2014 ( $Q_p=2,9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e  $1,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  rispettivamente).

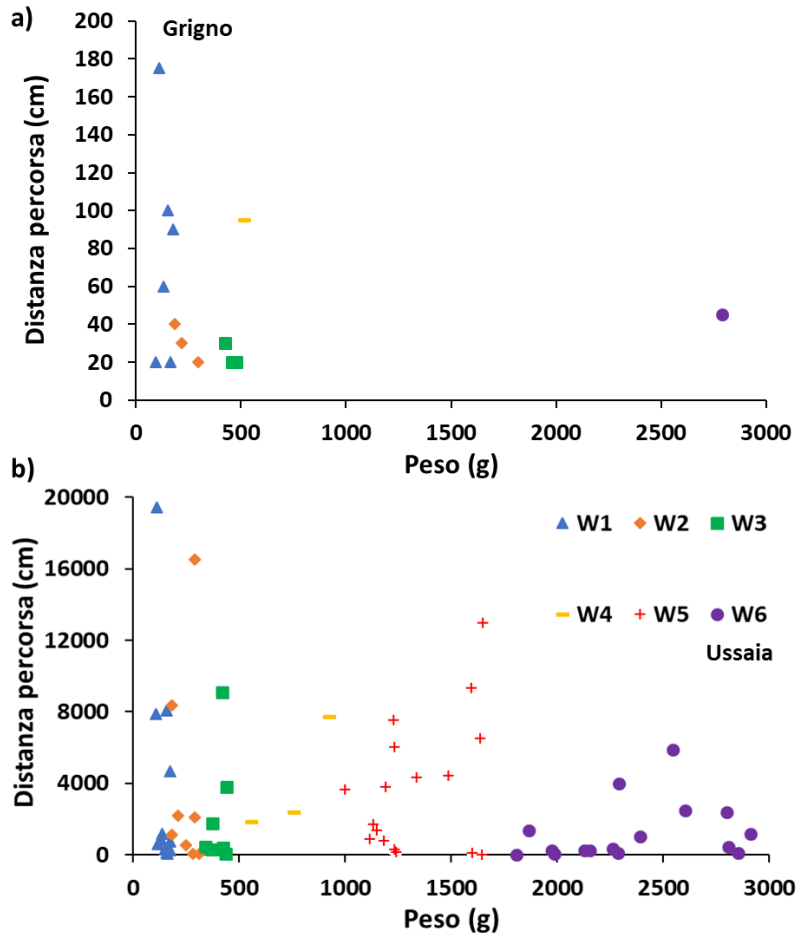
Lo scioglimento nivale ha inciso intensamente sul regime idrologico complessivo del 2014, infatti nell'inverno 2013 si sono registrati valori record di precipitazioni nevose (cf. Capitolo 2, [2.2.2.2](#)). In questo frangente, nel Rio Ussaia si sono mobilizzati un maggior numero di traccianti ( $N=67$ ; **Figura 4.2.2b**) e per distanze maggiori (superiori a 50 m, **Figure 4.2.2b**) rispetto al Rio Grigno ( $N=14$ , massimi compresi tra 1-5 m; **Figura 4.2.2a**).

Relativamente alla classe di peso più grande (W6), il Rio Ussaia si mostra più competente rispetto il Rio Grigno ( $N_{w6}=28$  e 19 rispettivamente; **Figure 4.2.2a** e **4.2.2b**). I clasti non mobilizzati nel Rio Grigno prevalgono in numero rispetto a quelli mobilizzati (**Figura 4.2.2a**).

L'evento è accompagnato da un maggior seppellimento nel Rio Ussaia rispetto il Rio Grigno ( $N=13$  e 0 rispettivamente) e con un più alto numero di traccianti smarriti nel Rio Grigno ( $N=17$ ). Non si apprezzano importanti differenze in termini di disseppellimento (**Figura 4.2.2**). La differenza nel numero dei traccianti spostati tra i due casi, non consente un buon confronto riguardo il loro grado di selettività (**Figura 4.2.3**). Nel Rio Ussaia (**Figura 4.2.3b**), si apprezza una maggiore selettività per le classi più piccole ed intermedie rispetto quelle più grandi.



**Figura 4.2.2.** Diagramma a barre impilate illustrante la distribuzione in frequenza delle distanze percorse dai traccianti secondo 6 classi di peso (W1, W2, W3, W4, W5 e W6), per un *inter-survey period* classificato come nivale (evento idro-meteorologico relativo al 22-23 Maggio 2014) per due siti di studio: **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Ussaia. Le distanze percorse sono raggruppate in 5 classi di spostamento: 0, 0.1-1, 1-5, 5-10, 10-50, > 50 m. I numeri sopra le barre indicano la quantità di traccianti rilasciati fino a quel momento, esclusi quelli dispersi, per quella classe di peso. Per ciascun plot sono riportate informazioni relative all'*inter-survey period* di riferimento: dati relativi al cambiamento dei clasti superficiali ( $\Delta Sp$ ), seppelliti ( $\Delta Br$ ), e smarriti ( $\Delta Nt$ ) rispetto all'*inter-survey period* che lo precede, dove tra parentesi sono indicati i valori complessivi del periodo di riferimento; infine il disseppellimento.

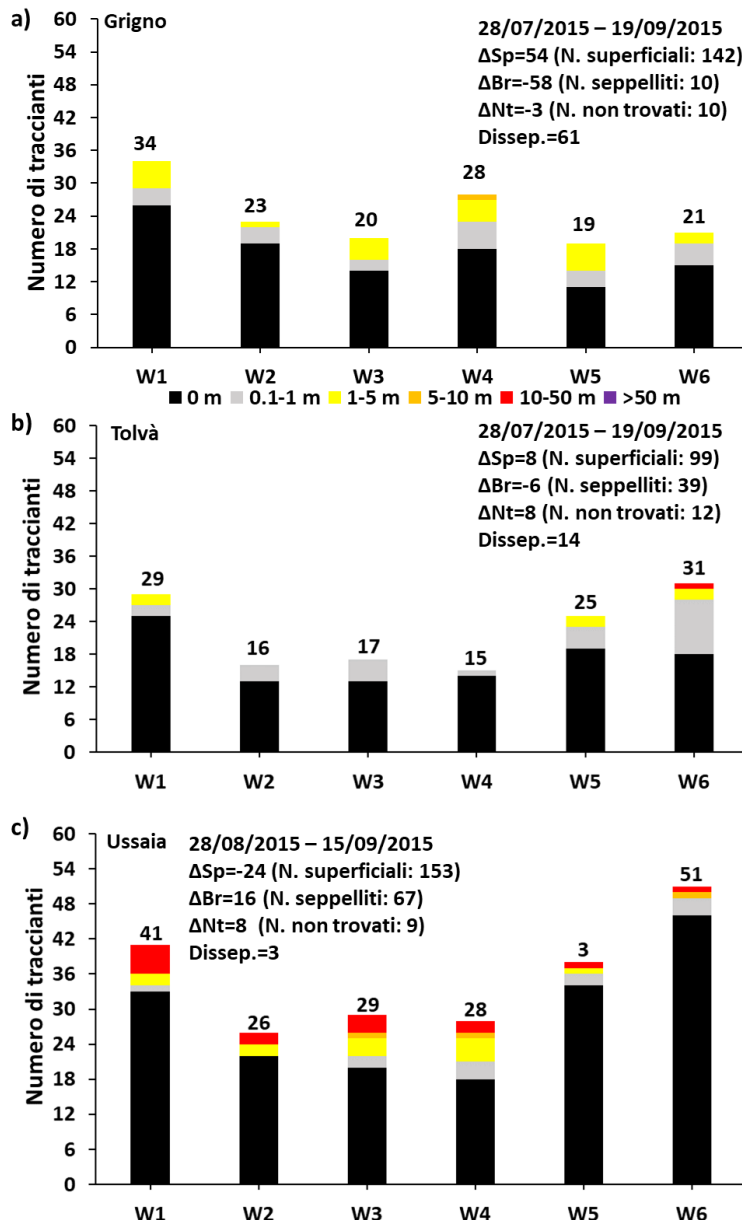


**Figura 4.2.3.** Distribuzione della distanza percorsa dai traccianti in funzione del loro peso (classi: W1, W2, W3, W4, W5 e W6), durante un *inter-survey period* classificato come nivale (evento idro-meteorologico relativo al 22-23 Maggio 2014) per due siti di studio: **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Ussaia.

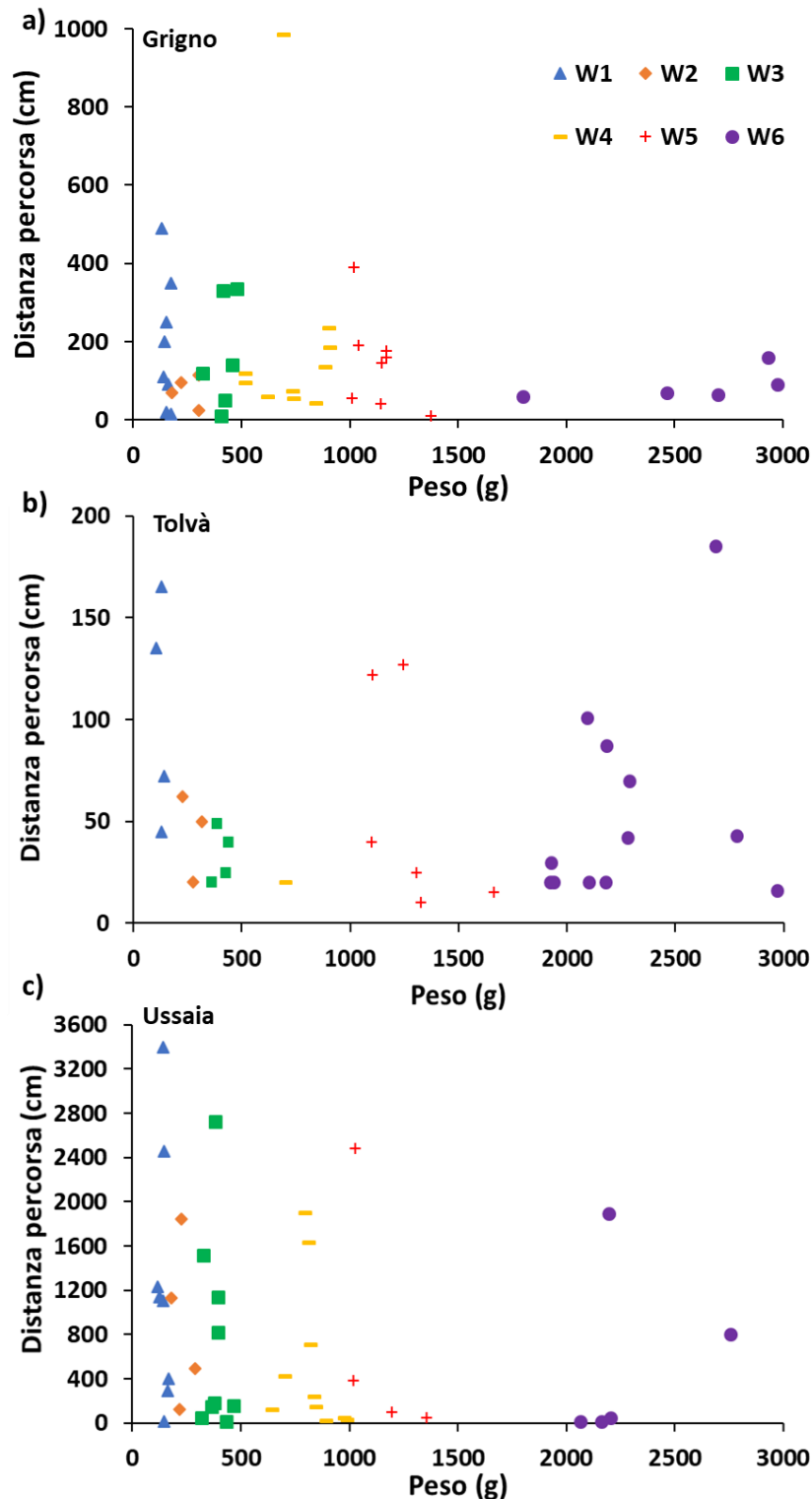
Il secondo rilievo preso in esame è associato all'evento temporalesco convettivo del 14 Settembre 2015, con portate di picco pari a  $11,9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ,  $4,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e  $2,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  nei Rii Grigno, Tolvà e Ussaia rispettivamente. L'evento è durato 8 ore nei Rii Grigno e Tolvà, con un valore di precipitazione cumulata pari a 49 mm (stazioni di Malga Sorgazza e Passo Brocon). Nel Rio Ussaia, l'evento ha cumulato 42 mm di pioggia nell'arco di 16 ore (stazione di Mezzana). L'intensità massima di precipitazione, risulta superiore nei Rii Grigno e Tolvà ( $11 \text{ mm h}^{-1}$ ), rispetto al Rio Ussaia ( $5 \text{ mm h}^{-1}$ ). Complessivamente, il mese di Settembre ha registrato valori cumulati di precipitazione più alti per la stazione meteorologica Mezzana del Rio Ussaia (cf. [Capitolo 2](#), **Figura 2.2.10**). I Rii Grigno e l'Ussaia hanno mobilitato quasi in ugual numero ( $N=42$  e  $40$ ), rispetto il Rio Tolvà ( $N=31$ ; **Figura 4.2.4**). Il Rio Ussaia ha mobilitato con maggiore intensità, con distanze percorse comprese tra i 10-50 m (**Figure 4.2.4c** e **4.2.5c**) presentandosi più competente per le classi W3 e W4 ( $N_{w3}=9$  e  $N_{w4}=10$ ).

Sebbene il Rio Tolvà si presenti più competente per la classe W6 ( $N_{w6}=13$ ), le distanze percorse sono prevalentemente contenute tra 0-1 m (**Figure 4.2.4b**, **4.2.5b**), invece il Rio Grigno è più competente per la W4 e W5 ( $N_{w4}=10$  e  $N_{w5}=8$  traccianti) con distanze percorse comprese tra 0,1-

10 m (**Figure 4.2.4a e 4.2.5a**), superiori rispetto al precedente. Complessivamente, i traccianti non mobilizzati risultano in numero superiore rispetto a quelli mobilizzati. Si osserva un maggior seppellimento nei Rii Tolvà e Ussaia ( $N_{\text{burial}}=39$  e 67 rispettivamente; **Figure 4.2.4**). Il Rio Tolvà non si presenta selettivo nel trasporto (**Figure 4.2.5b**), invece tra i Rii Grigno e Ussaia (**Figure 4.2.5a e 4.2.5c**) risulta difficile stabilire quale dei due prevale sull'altro per selettività, le uniche classi per cui si apprezza selezione sono la W1, W2 e W3.



**Figure 4.2.4.** Diagramma a barre impilate illustrante la distribuzione in frequenza delle distanze percorse dai traccianti secondo 6 classi di peso (W1, W2, W3, W4, W5 e W6), per un *inter-survey period* risultante da un evento temporalesco estivo del 14 Settembre 2015, per i tre siti di studio: **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Tolvà, **c)** Rio Ussaia. Le distanze percorse sono raggruppate in 5 classi di spostamento: 0, 0.1-1, 1-5, 5-10, 10-50, >50 m. I numeri sopra le barre indicano la quantità di traccianti rilasciati fino a quel momento, esclusi quelli dispersi, per quella classe di peso. Per ciascun plot sono riportate informazioni relative all'*inter-survey period* di riferimento: dati relativi al cambiamento dei clasti superficiali ( $\Delta Sp$ ), seppelliti ( $\Delta Br$ ), e smarriti ( $\Delta Nt$ ) rispetto all'*inter-survey period* che lo precede, dove tra parentesi sono indicati i valori complessivi del periodo di riferimento; infine il disseppellimento.



**Figura 4.2.5.** Distribuzione della distanza percorsa dai traccianti in funzione del loro peso (classi: W1, W2, W3, W4, W5 e W6), durante *inter-survey period* risultante da un evento temporalesco estivo del 14 Settembre 2015 per i tre siti di studio: **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Tolva, **c)** Rio Ussaia.

Il terzo rilievo considerato è associato ad una perturbazione di origine Atlantica che ha interessato le aree di studio dal 5-8 Novembre 2014 e da cui sono derivati valori di portata di picco pari a  $19,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ,  $28,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e  $26,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  per i Rii Grigno, Tolva e Ussaia rispettivamente; si ricordi che nel Rio Ussaia questo evento ha scatenato un *debris flow*. L'evento meteorologico è durato



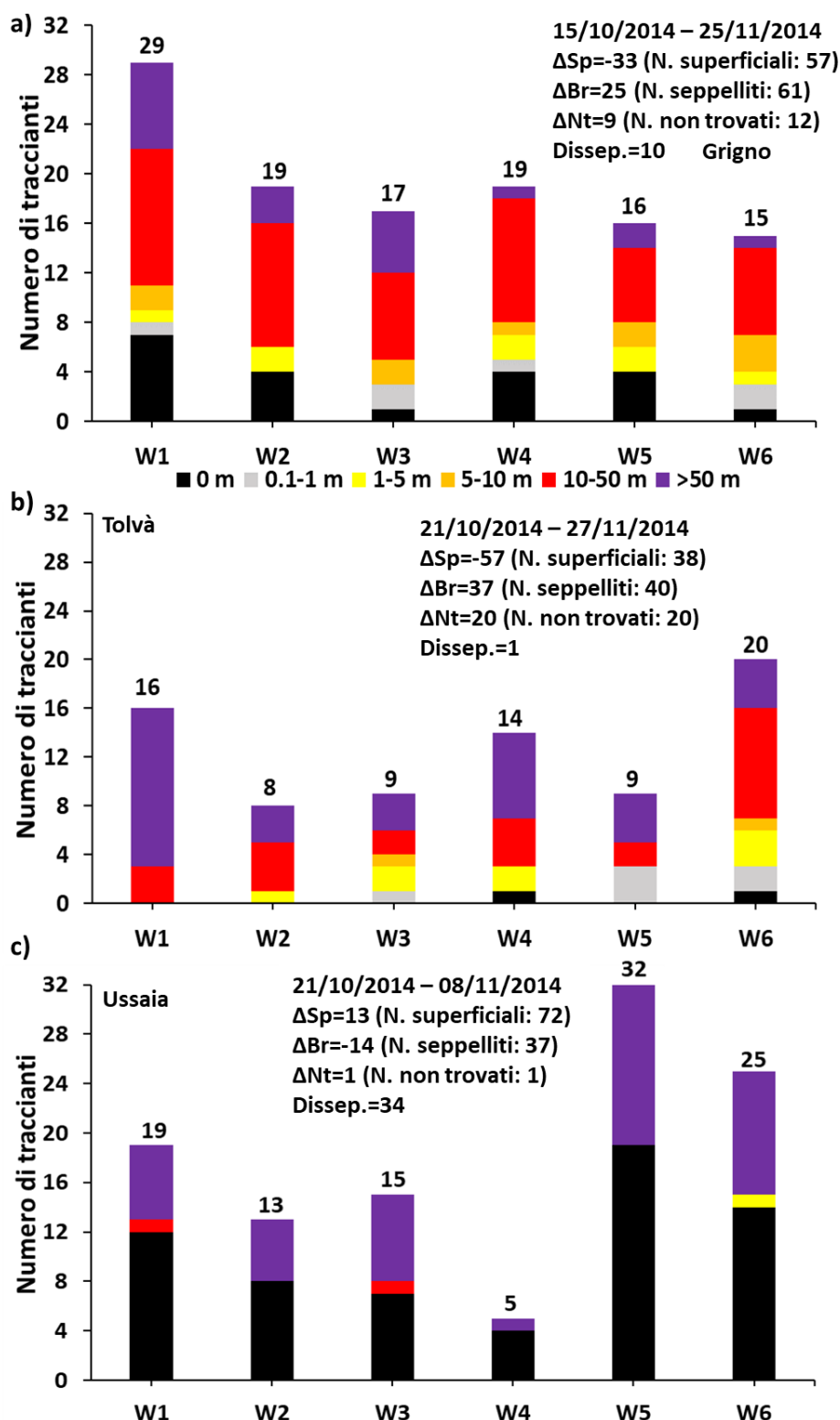
complessivamente 108 ore, con una precipitazione cumulata di 330 mm per il Rio Grigno (stazione di Malga Sorgazza), 60 ore e 378 mm per il Rio Tolvà (stazione di Passo Brocon), ed infine 75 h e 158 mm per il Rio Ussaia (stazione di Mezzana).

L'intensità massima di precipitazione è maggiore in Ussaia,  $17,8 \text{ mm h}^{-1}$ , contro  $16,4$  e  $7,4 \text{ mm h}^{-1}$  nei Rii Grigno e Tolvà rispettivamente. I valori di precipitazione cumulati durante questo mese sono i più alti di tutto il periodo 2014-2016 (cf. [Capitolo 2](#), **Figura 2.2.10**), confermando l'eccezionalità di questo periodo.

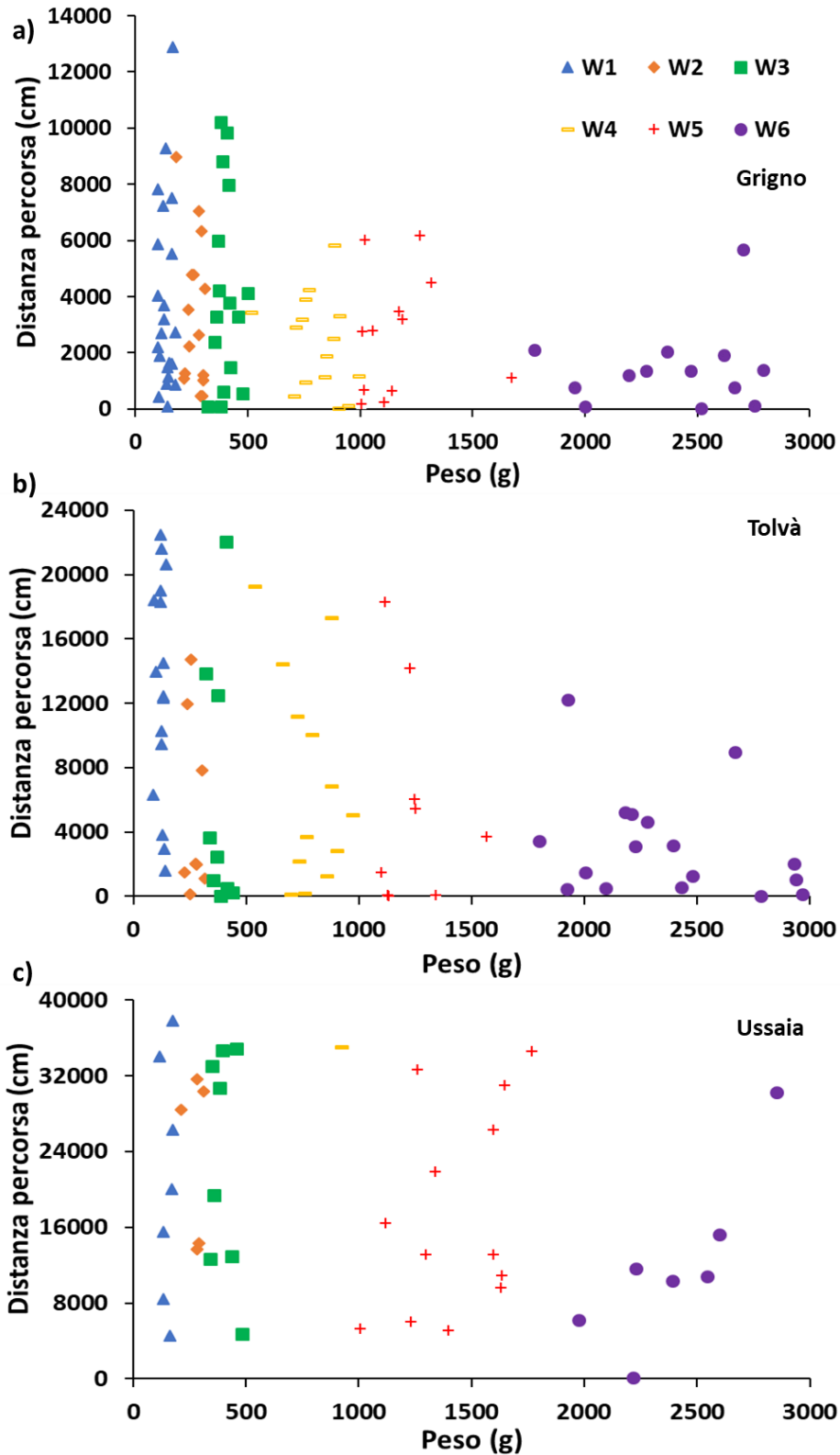
L'evento è stato in grado di mobilitare tutte le classi di peso analizzate (**Figura 4.2.6**). I Rii Grigno e Tolvà hanno mobilitato in maggior numero ( $N=94$ , **Figura 4.2.6a**;  $N=74$ , **Figura 4.2.6b**), rispetto al Rio Ussaia ( $N=45$ , **Figura 4.2.6c**), tuttavia quest'ultimo ha registrato distanze notevolmente superiori ai primi due ( $L_{\max}=377$ , **Figura 4.2.7c**).

Nel Rio Ussaia, gli spostamenti superiori ai 50 m vengono realizzati in gran numero dalle classi W5 e W6, mentre nei Rii Grigno e Tolvà risultano più competenti per le classi più piccole ed intermedie (**Figure 4.2.6a e 4.2.6b**).

Il seppellimento è maggiore nel Rio Grigno ( $N_{\text{burial}}=61$ ), rispetto ai Rii Tolvà e Ussaia, infatti si osserva nel Rio Ussaia un più alto disseppellimento. Il numero di clasti smarriti è più alto nel Rio Tolvà ( $N_{\text{noFound}}=20$ ) (**Figura 4.2.6**). Il numero di traccianti mossi dai tre siti, consente un buon confronto sul grado di selettività. Il Rio Ussaia (**Figura 4.2.7c**) si presenta meno selettivo dei Rii Grigno e Tolvà (**Figura 4.2.7a e 4.2.7b**), inoltre i tre i siti presentano selettività più alta per le classi di peso W1, W2 e W3.



**Figura 4.2.6.** Diagramma a barre impilate illustrante la distribuzione in frequenza delle distanze percorse dai traccianti secondo 6 classi di peso (W1, W2, W3, W4, W5 e W6), per un *inter-survey period* risultante da un fronte atmosferico Atlantico del periodo 5-8 Novembre 2014, per i tre siti di studio: **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Tolvà, **c)** Rio Ussaia. Le distanze percorse sono raggruppate in 5 classi di spostamento: 0.1-1, 1-5, 5-10, 10-50, >50 m. I numeri sopra le barre indicano la quantità di traccianti rilasciati fino a quel momento, esclusi quelli dispersi, per quella classe di peso. Per ciascun plot sono riportate informazioni relative all’*inter-survey period* di riferimento: dati relativi al cambiamento dei clasti superficiali ( $\Delta Sp$ ), seppelliti ( $\Delta Br$ ), e smarriti ( $\Delta Nt$ ) rispetto all’*inter-survey period* che lo precede, dove tra parentesi sono indicati i valori complessivi del periodo di riferimento; infine il disseppellimento.



**Figura 4.2.7.** Distribuzione della distanza percorsa dai traccianti in funzione del loro peso (classi: W1, W2, W3, W4, W5 e W6), durante un *inter-survey period* classificato come pioggia (evento idro-meteorologico determinato da un fronte atmosferico Atlantico relativo al 5-8 Novembre 2014), per i tre siti di studio: **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Tolvà, **c)** Rio Ussaia.

### 4.2.3 Trasporto volumetrico di fondo, tasso di rinvenimento e seppellimento

Il trasporto volumetrico di fondo è stato calcolato mediante la formula (2) (Capitolo 3, [3.2.4](#)), in cui, generalmente, viene usata la distanza media percorsa dai traccianti (Liébault & Laronne, 2008). Tuttavia, essendo le distanze percorse dai traccianti, rilevate a scala di evento, tipicamente distribuite in modo non gaussiano (cf. Toro, 2015) è più opportuno utilizzare la mediana delle distanze. Il trasporto volumetrico di fondo stimato per mezzo delle distanze mediane, si presenta più conservativo rispetto quello ottenuto mediante i valori medi delle distanze percorse dai traccianti (vedi Appendice A4, **Figura** A4.2). Nel calcolo dei volumi trasportati l'unica variabile che cambia è la distanza percorsa dai traccianti, quindi ci si aspetta che i risultati ottenuti riflettano l'andamento mostrato dalle distanze. Per ciascun sito, segue una descrizione dell'andamento del trasporto volumetrico di fondo, del tasso di ritrovamento (*recovery rate*, Rr) e seppellimento (*burial rate*, Br) in relazione all'*inter-survey period* (**Figure** 4.2.8, 4.2.9 e 4.2.10).

Nel Rio Grigno sono stati registrati 20 eventi di trasporto (**Tabella** A1 in **Appendice** A4.3). I valori in portata di picco variano da un minimo di  $0,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , raggiunto durante l'evento del 31 Luglio 2016, ad un massimo di  $19,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  in Novembre 2014, cui corrispondono volumi trasportati di  $0,4 \text{ m}^3$  e  $4,1 \text{ m}^3$ . Si registrano valori del tasso di ritrovamento ( $Rr \geq 68,2\%$  (valore medio di  $94,5\%$ ) ed infine un tasso di seppellimento ( $Br \geq 0,9\%$  (valore medio di  $23,3\%$ )).

Nel dettaglio degli eventi di trasporto analizzati (**Figura** 4.2.8), i primi due intersurvey periods, dominati da scioglimento nivale (dal 4 Dicembre 2013 al 5 Maggio 2014), sono caratterizzati da portate di picco comprese tra  $2,8$  e  $2,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , ed hanno mobilitato rispettivamente  $0,4$  e  $0,6 \text{ m}^3$ , con un basso tasso di seppellimento ( $Br \geq 0,9\%$  ed elevato tasso di ritrovamento ( $Rr \geq 98,2\%$ ). Successivamente (tra il 6 Maggio e il 1 Luglio 2014), portate di picco indotte da regime nivale e misto comprese tra  $2,9$  e  $8,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , mobilitano volumi compresi tra  $0,7$  e  $4,9 \text{ m}^3$ , registrando ampio smarrimento di traccianti ( $Rr=68,2\%$ , minimo di tutto il periodo monitorato) ed un tasso di seppellimento prossimo a zero. Questi andamenti non devono ingannare, i rilievi svolti durante questi due *inter-survey periods* sono infatti incompleti, a causa delle condizioni logistiche in alveo rese proibitive dall'intenso e prolungato periodo di scioglimento nivale, caratterizzato da portate liquide prossime al bankfull.

Dal 18 Luglio al 29 Agosto 2014 (periodo dominato dalle piogge, con portate di picco comprese tra  $3,9$  e  $10,7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) aumentano i volumi trasportati fino ad un valore massimo di  $8,6 \text{ m}^3$  (**Figura** 4.2.8a), specularmente all'andamento mostrato dalle distanze (**Figura** 4.2.1a, [4.2.1](#)), anche il tasso di seppellimento aumenta fino ad un massimo di  $15,8\%$ , mentre il tasso di ritrovamento si mantiene prevalentemente costante su valori  $>97\%$  (**Figura** 4.2.8b). Il massimo volume trasportato di  $41,1 \text{ m}^3$  si è avuto durante l'evento alluvionale storico di Novembre 2014 ( $Q_p=19,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), con un

conseguenziale aumento del tasso di seppellimento (51,7%) e un decremento nel tasso di ritrovamento (90,8%). Non a caso durante questo periodo si sono avuti i più alti valori delle distanze percorse (Figura 4.2.1a; 4.2.1). Nel 2015, in condizioni di regime ordinario rispetto al 2014 (Capitolo 2, Figura 2.2.4), il massimo volume trasportato ammonta a 2,9 m<sup>3</sup> in seguito ad un evento di natura mista (Q<sub>p</sub>=1,9 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) del 9 Maggio. Nel 2016 il Rio Grigno non ha registrato volumi trasportati significativi, il valore massimo di 1,4 m<sup>3</sup> è da ricondursi al rilievo del 14 Ottobre (6,5 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>), con un tasso di seppellimento più basso di tutto il 2016 (22,7%) (Figura 4.2.8b). Il trasporto volumetrico più basso di tutto il periodo studiato (G=0,1 m<sup>3</sup>), si è registrato durante un evento di pioggia ed una portata di picco di 4,1 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> (rilievo del 25 Giugno 2015, Figura 4.2.8a). Si riscontrano piccole variazioni del tasso di ritrovamento, che presenta dopo l'evento eccezionale del 2014 valori costantemente superiori a 92%.

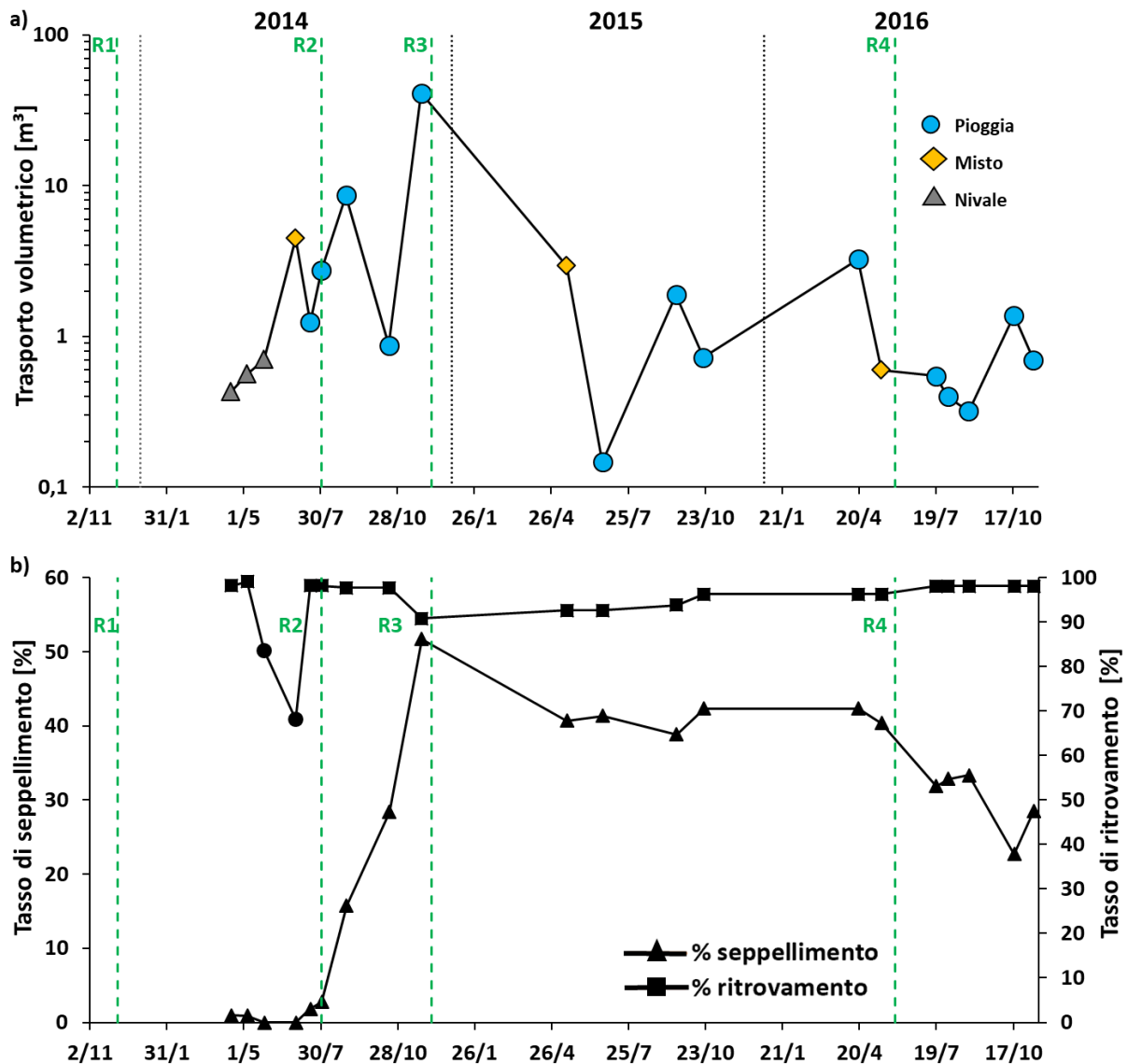
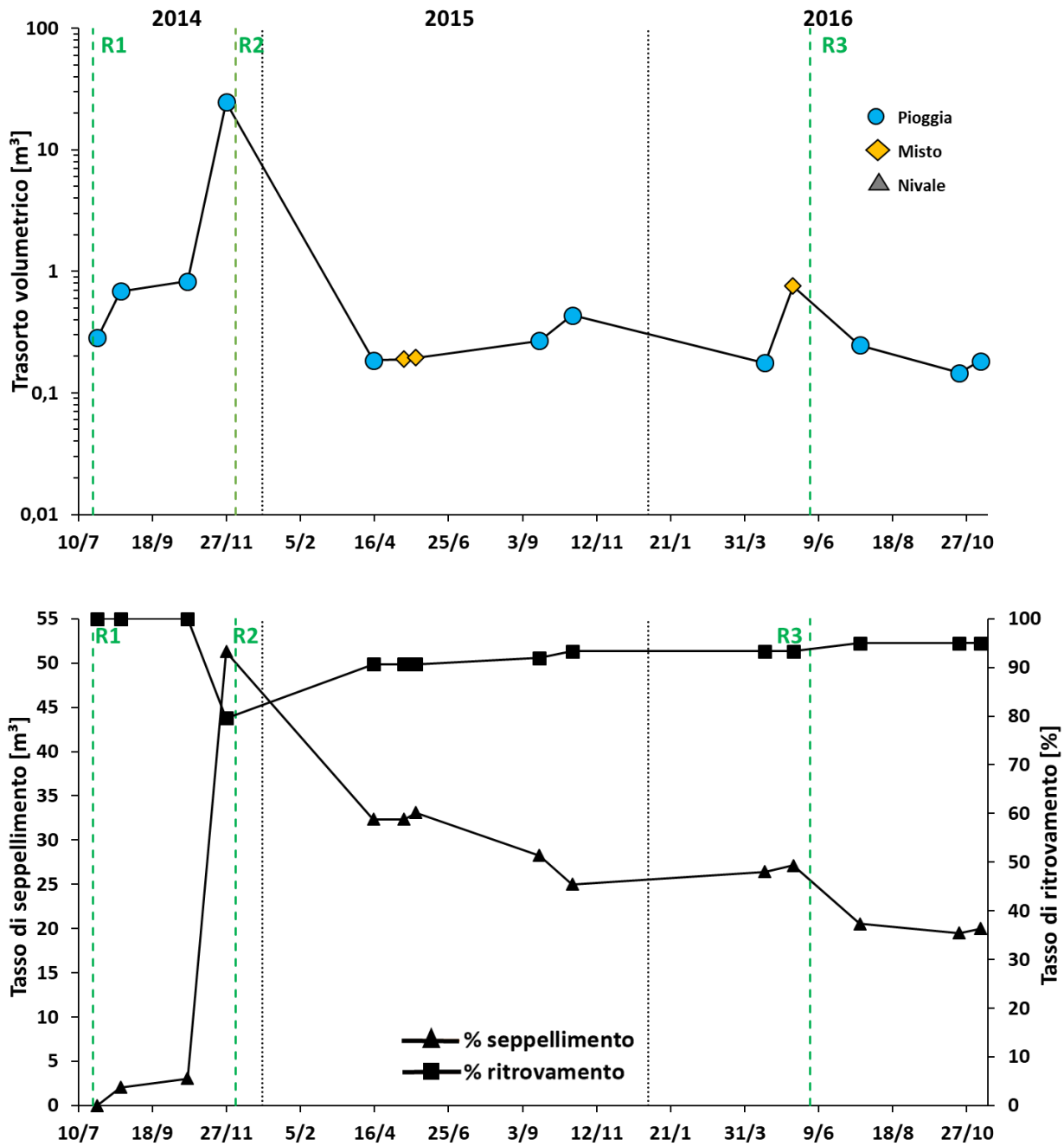


Figura 4.2.8. Confronto tra: **a)** il trasporto volumetrico di fondo (G; m<sup>3</sup>) del Rio Grigno, calcolato per classi di peso e distanze medie dei traccianti, riferito al periodo 2014-2016. Le linee verdi tratteggiate indicano le tempistiche dei rilasci di traccianti; **b)** tasso di ritrovamento (%) e tasso di seppellimento (%) dei traccianti.

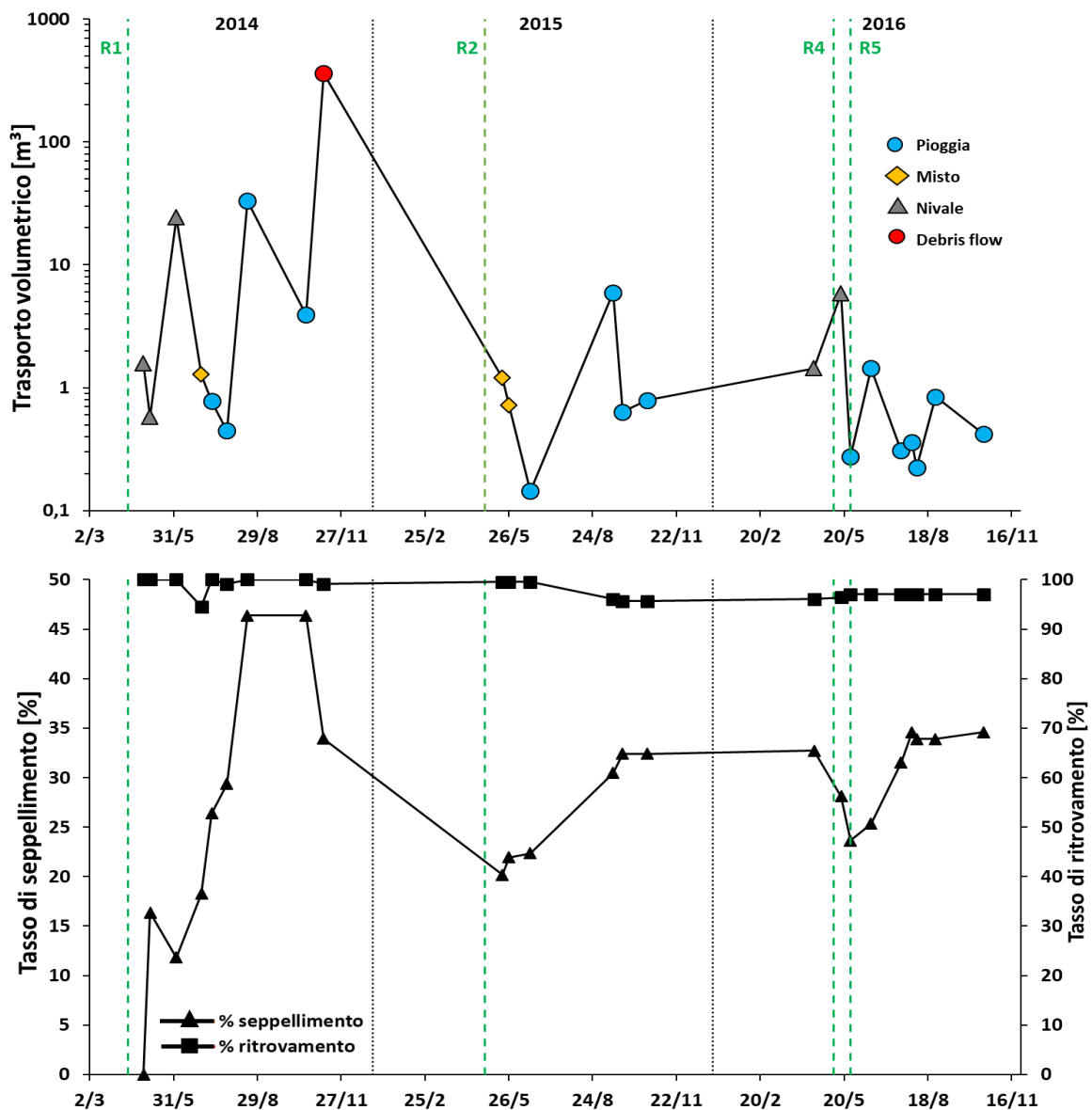
Nel Rio Tolvà sono stati registrati un totale di 14 eventi di trasporto (**Tabella A2** in Appendice A4.3). I valori in portata di picco variano da un minimo di  $0,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (rilievo del 19 Aprile 2016) ad un massimo di  $28,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (rilievo di Novembre 2014), cui corrispondono volumi trasportati di  $0,2 \text{ m}^3$  e  $24,5 \text{ m}^3$ , con valori del tasso di seppellimento costantemente  $\geq 2\%$  (valore medio di 22,9%), infine il tasso di ritrovamento mostra un valore costante  $\geq 79,6\%$  (valore medio di 93,5%). Nel periodo 2014-2016 i volumi trasportati (**Figura 4.2.9a**) sono compresi tra  $0,1 \text{ m}^3$  (rilievo del 20 Ottobre 2016,  $Q_p = 1,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) e  $24,5 \text{ m}^3$  (rilievo del 27 Novembre 2014,  $Q_p = 28,51 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), quest'ultimo associato ai massimi valori delle distanze percorse dai traccianti (**Figura 4.2.1b**, [4.2.1](#)). Il volume più grande del 2015, pari a  $0,4 \text{ m}^3$ , è stato trasportato durante un evento di pioggia (rilievo del 20 Ottobre,  $Q_p = 1,9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) con tassi di seppellimento di 25% e ritrovamento del 93,3%. Nel 2016 invece, un evento di trasporto di natura mista ha trasportato un volume massimo di  $0,7 \text{ m}^3$  (rilievo del 16 Maggio,  $Q_p = 1,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), con tassi di seppellimento di 27,1% e ritrovamento costante a 93,3% (**Figure 4.2.8a e 4.2.8b**). Il tasso di ritrovamento, eccezione fatta per l'evento di Novembre 2014, mantiene valori  $>90\%$ , mentre il tasso di seppellimento, esclusi i primi 3 *intersurvey periods* monitorati, mantiene valori  $>19\%$ .



**Figura 4.2.9.** Confronto tra: **(a)** il trasporto volumetrico di fondo ( $G$ ;  $m^3$ ) del Rio Tolvà, calcolato per classi di peso e distanze medie dei traccianti, riferito al periodo 2014-2016. Le linee verdi tratteggiate indicano le tempistiche dei rilasci di traccianti; **(b)** tasso di ritrovamento (%) e tasso di seppellimento (%) dei traccianti.

Nel Rio Ussaia sono stati analizzati un totale di 24 eventi di trasporto (**Tabella A3** in Appendice A4.3). Durante il periodo 2014-2016, i valori in portata di picco variano da  $0,02 m^3s^{-1}$  (rilievo del 17 Ottobre 2016) a  $26,4 m^3s^{-1}$  (rilievo del 8 Novembre 2014) cui corrispondono volumi trasportati di  $0,8 m^3$  e  $359 m^3$ , inoltre il tasso di seppellimento si presenta costantemente  $\geq 11,8\%$  (valore medio di  $27,8\%$ ), ed infine il tasso di ritrovamento mostra un valore costante  $\geq 94,5\%$  (valore medio di  $97,9\%$ ) (**Figura 4.2.10**). Volumi considerevolmente alti di  $24,1 m^3$  e  $33 m^3$  sono stati trasportati durante due eventi del 2014, uno di natura nivale (rilievo del 3 Giugno,  $Q_p=1,2 m^3s^{-1}$ ) e il secondo dominato dalle piogge (rilievo del 18 Agosto,  $Q_p=0,4 m^3s^{-1}$ ), durante quest'ultimo si registra

il massimo valore del tasso di seppellimento, di tutto il periodo di studio, pari a 46,4% e il tasso di ritrovamento del 100% (Figura 4.2.10b). Interessante notare, che il tasso di seppellimento durante l'evento eccezionale di Novembre 2014 non abbia raggiunto il suo valore massimo, contrariamente a quanto si verifica nei Rii Grigno e Tolvà, infatti si riduce del 12,4% con un disseppellimento di 34 traccianti (Figura 4.2.10b). Il volume di 0,1 m<sup>3</sup>, minimo assoluto di tutto il periodo studiato, è stato trasportato durante un evento di pioggia (rilievo del 18 Giugno 2015, Qp di 0,2 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) con un tasso di seppellimento di 22,4% e un tasso di ritrovamento di 99,6%. Nel 2016, il volume più significativo pari a 5,8 m<sup>3</sup> viene trasportato durante un evento di scioglimento nivale (rilievo del 12 Maggio, Qp=0,4 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) con conseguente diminuzione del tasso di ritrovamento del 4,7%, rispetto ad una condizione di stabilità che lo precedeva (Figura 4.2.10b).



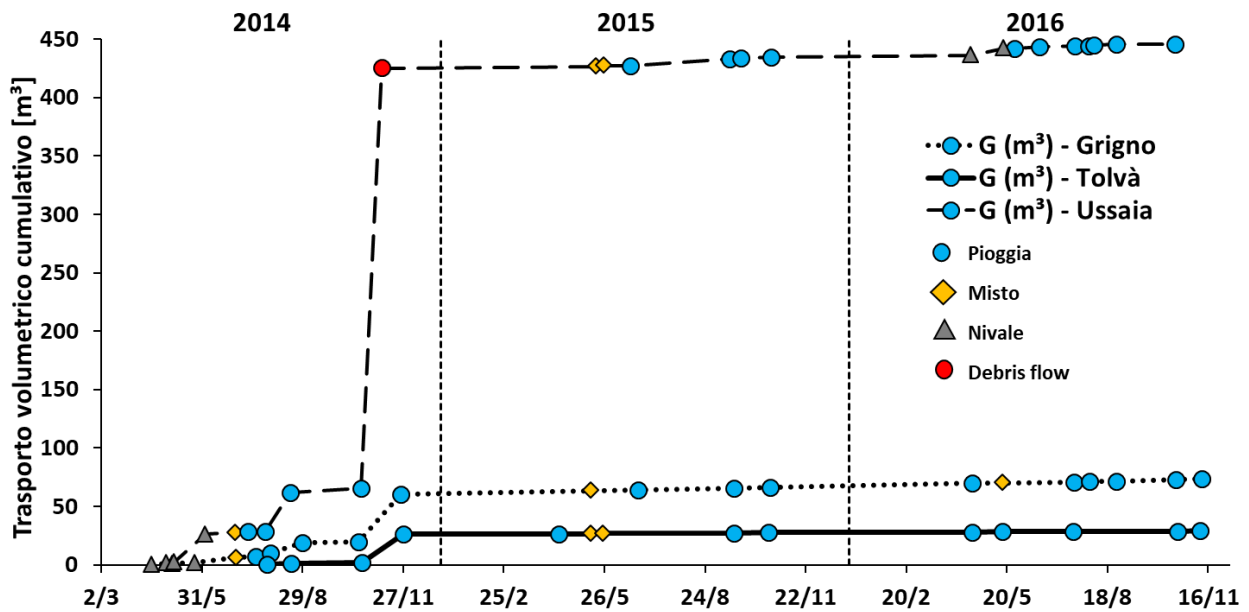
**Figura 4.2.10.** Confronto tra: **a)** il trasporto volumetrico di fondo (G; m<sup>3</sup>) del Rio Ussaia, calcolato per classi di peso e distanze medie dei traccianti, riferito al periodo 2014-2016. Le linee verdi tratteggiate indicano le tempistiche dei rilasci di traccianti; **b)** tasso di ritrovamento (%) e tasso di seppellimento (%) dei traccianti.



#### 4.2.4 Confronto del trasporto volumetrico di fondo cumulativo tra i tre siti indagati

Se si considera tutto il periodo studiato, il totale trasportato dai Rii Grigno, Tolvà e Ussaia, risulta essere rispettivamente pari a 73,6 m<sup>3</sup>, 29,1 m<sup>3</sup> e 445,8 m<sup>3</sup> (**Figura 4.2.11**). Dunque, si presenta un'analisi sommaria di come queste singole quantità siano ripartite per i singoli anni e per forzanti idro-meteo dominanti; seguono dei valori che vengono sempre presentati in ordine, procedendo dal Grigno, Tolvà ed Ussaia, salvo eccezioni in cui si specifica:

- Anno 2014: i volumi cumulativi trasportati sono rispettivamente di 60,7 m<sup>3</sup>, 26,5 m<sup>3</sup> e 425,2 m<sup>3</sup> (**Figura 4.2.11**), dove il maggiore contributo nel trasporto è da attribuirsi al regime delle piogge, con valori rispettivi di 54,6 m<sup>3</sup>, 26,5 m<sup>3</sup> e 397,6 m<sup>3</sup> (**Figura 4.2.11**). I contributi relativi al regime dello scioglimento nivale e misto, sono differenziati per i siti indagati, in quanto nel Rio Ussaia la seconda forzante dominante è quella dello scioglimento nivale, con 26,3 m<sup>3</sup>, ed ultima quella relativa al regime misto con 1,3 m<sup>3</sup>; nel Rio Grigno prevale il regime misto con un volume totale trasportato pari a 4,4 m<sup>3</sup>, rispetto lo scioglimento nivale con 1,7 m<sup>3</sup>. Come già affrontato precedentemente, gran parte del contributo del trasporto del 2014 è da attribuirsi al fronte Atlantico di Novembre (cf. **Figure 4.2.6 e 4.2.7**, paragrafo [4.2.2](#));
- Anno 2015: i volumi cumulativi trasportati sono rispettivamente di 8,9 m<sup>3</sup>, 1,1 m<sup>3</sup> e 9,5 m<sup>3</sup> (**Figura 4.2.11**) diminuiti di circa un ordine di grandezza nei Rii Grigno e Tolvà e circa due ordini di grandezza nel Rio Ussaia, rispetto quelli riscontrati nel 2014. La forzante dominante è la pioggia (6 m<sup>3</sup>, 0,7 m<sup>3</sup> e 7,5 m<sup>3</sup>), seguita dal regime misto (2,9 m<sup>3</sup>, 0,4 m<sup>3</sup> e 1,9 m<sup>3</sup>);
- Anno 2016: i volumi cumulativi sono rispettivamente di 3,9 m<sup>3</sup>, 1,5 m<sup>3</sup> e 11,1 m<sup>3</sup> (**Figura 4.2.11**), si osserva stesso ordine di grandezza del 2015. Nel Rio Ussaia, la forzante dominante risulta essere quella dello scioglimento nivale, rispetto quella della pioggia, con volumi trasportati di 7,2 m<sup>3</sup> e 3,9 m<sup>3</sup> rispettivamente. Nei Rii Tolvà e Grigno, dominano i volumi trasportati dal regime delle piogge (0,7 m<sup>3</sup> e 3,3 m<sup>3</sup> rispettivamente), rispetto quelli risultanti dal regime misto (0,8 m<sup>3</sup> e 0,6 m<sup>3</sup>).



**Figura 4.2.11.** Confronto del trasporto volumetrico di fondo cumulativo (espresso in  $m^3$ ) stimato nei Rii Ussaia, Grigno e Tolvà, del periodo 2014-2016.

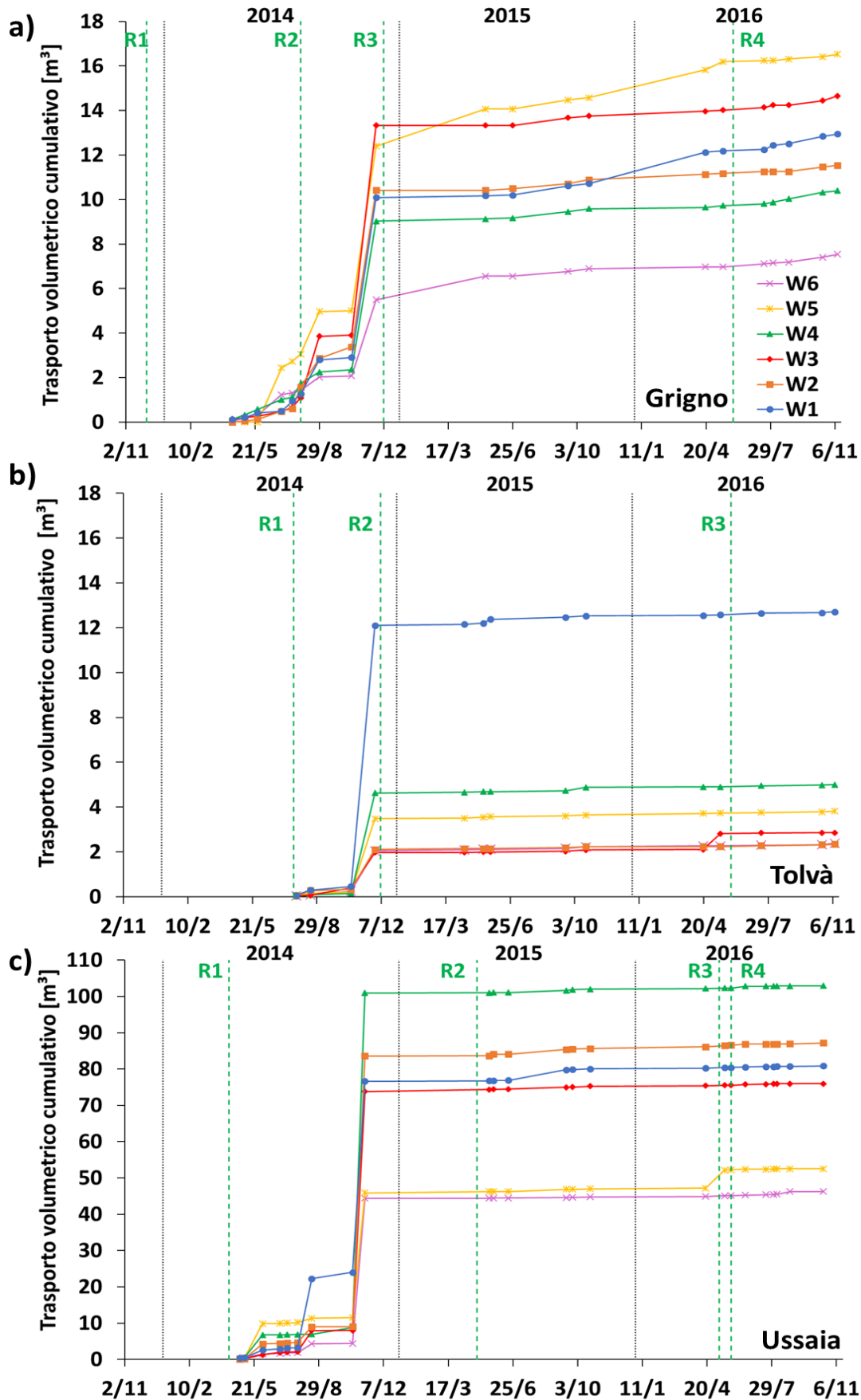
#### 4.2.5 Variabilità del *volumetric bedload transport* in funzione della classe di peso dei traccianti

Per investigare la variabilità del trasporto volumetrico nei siti di studio in funzione di peso e ingombro dei traccianti, si presentano i volumi stratificati rispettivamente per classi di peso e per classi granulometriche (cf. **Figura A8** in Appendice A4.5). Per ciascun sito analizzato si descrive un ordine gerarchico (*ranking*) dei volumi trasportati secondo classi di peso, prima e dopo eventi idro-meteorologici intensi, presi come riferimento e che possano aver alterato lo stato di mobilità dei traccianti mediante seppellimento e/o disseppellimento.

Nel Rio Grigno, prima del rilievo del 1 Luglio 2014, si osserva un ranking di trasporto che procede da W4 e decresce nell'ordine per le classi W1, W6, W2, W3 e W5 (**Figura 4.2.12a**). A seguito dell'evento di pioggia con una  $Q_p$  di  $10,7 m^3s^{-1}$ , la W5 risulta la classe prevalentemente trasportata, a seguire si osservano nell'ordine le classi W3, W2, W1, W4 e W6. Questa gerarchia si mantiene costante dopo l'evento eccezionale di Novembre 2014 e per tutto il periodo di studio, salvo una breve fase di inversione tra la classe W3 e W5 e tra la W1 e W2. Dunque, le classi W4, W1 e W6 che ad inizio monitoraggio erano tra quelle più trasportate, a fine monitoraggio risultano essere quelle meno trasportate.

Diversamente dal primo caso, nel Rio Tolvà, per tutto il periodo di studio, la classe più trasportata è la W1 (**Figura 4.2.12b**). Prima dell'evento di Novembre 2014, la W1 è seguita dalla W3, e rispettivamente la W2 e W6, e la W4 e W5 in uguale rapporto. In seguito all'evento eccezionale, segue la W4 prima della W5, la W2 e W6 in uguale rapporto, ed infine la W3. Questa gerarchia tra classi si mantiene costante per quasi tutto il periodo monitorato.

Nel Rio Ussaia, l'ordine ponderale (**Figura 4.2.12c**) si presenta abbastanza chiaro ed evidente, dove la classe prevalentemente trasportata è la W5, seguita dalla W4, W2, la W1 e W3 in uguale rapporto con la W6. Da Agosto ad Ottobre 2014 in seguito ad eventi di pioggia, la W1 diventa la classe più trasportata, seguita dalla W5, W2, W3, W4 e W6. L'evento eccezionale di Novembre 2014 riesce a mescolare nuovamente tutte le classi, portando così la W4 tra le classi maggiormente trasportate, seguita dalla W2, W1, W3, W5 e W6, questa gerarchia tra classi si mantiene costante per tutto il periodo studiato. Nel Rio Grigno, non si osserva una gerarchia delle classi ordinate per granulometria, infatti la classe maggiormente trasportata è la G2, seguita dalla G3, G1 e G4. Nel Rio Tolvà ed Ussaia l'ordine gerarchico delle classi trasportate segue l'ordine granulometrico.



**Figura 4.2.12.** Trasporto volumetrico di fondo cumulativo (espresso in  $m^3$ ) del periodo 2014-2016, differenziato secondo classi di peso (W1, W2, W3, W4, W5 e W6). In verde sono riportati i rilasci dei traccianti. (a) Rio Grigno, (b) Rio Tolvà e (c) Rio Ussaia.

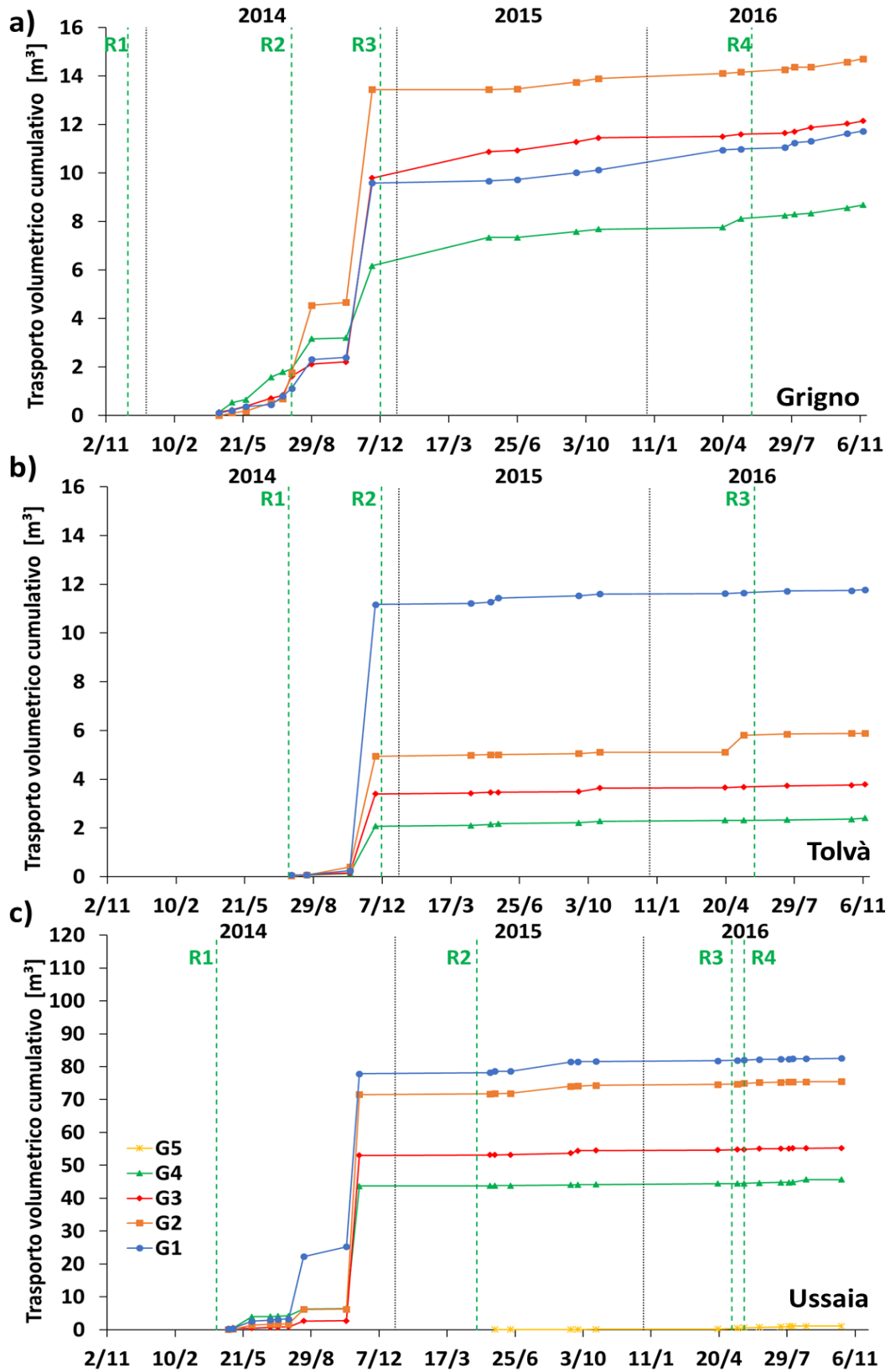


Figura 4.2.13. Trasporto volumetrico di fondo cumulativo (espresso in  $m^3$ ) del periodo 2014-2016, differenziato secondo classi granulometriche (G1, G2, G3, G4, G5). In verde sono riportati i rilasci dei traccianti. (a) Rio Grigno, (b) Rio Tolva e (c) Rio Ussaia.

#### 4.2.6 Variabilità del tasso di seppellimento in funzione della classe di peso dei traccianti

In modo analogo al trasporto volumetrico (sezione [4.2.5](#)), anche il tasso di seppellimento viene calcolato per classi di peso (**Figura 4.2.13**). Il tasso di seppellimento più alto nei Rii Grigno e Tolvà (**Figure 4.2.13a e 4.2.13b**), si raggiunge durante l'evento di Novembre 2014, al contrario in Ussaia si osserva una diminuzione. L'intensità associata all'evento eccezionale porta ad un maggiore seppellimento della classe più leggera (W1) nei Rii Grigno e Tolvà, diversamente nel Rio Ussaia dove viene in parte disseppellita. Sempre durante quest'evento le classi meno sepolte sono la W5 e W6 nel Rio Grigno, la W2 e W3 nel Rio Tolvà e la W4 e W2 nel Rio Ussaia, dunque osservando per gli ultimi due una maggiore capacità di seppellimento delle classi intermedie rispetto al Rio Grigno.

Si osserva un comportamento diverso con il rilievo di Settembre 2015, che vede un calo del seppellimento generale per il Rio Grigno, invece un piccolo aumento viene condiviso da tutte le classi del Rio Ussaia, e per le sole classi W1 e W3 nel Rio Tolvà. Fino a Novembre 2016 non si osservano casi analoghi di comportamenti differenziati tra i tre siti.

Alle condizioni di regime eccezionale del 2014 sono assegnati i valori più alti del tasso di seppellimento, durante il 2015–2016, in condizioni ordinarie di regime, si osserva una diminuzione generale del tasso di seppellimento, tuttavia, si riscontrano sporadici aumenti, senza raggiungere i massimi valori del 2014 (**Figura 4.2.13**). L'ordine gerarchico delle classi seppellite secondo granulometria, si presenta complesso in modo analogo a quello per classi di peso (**Figura 4.2.14**).

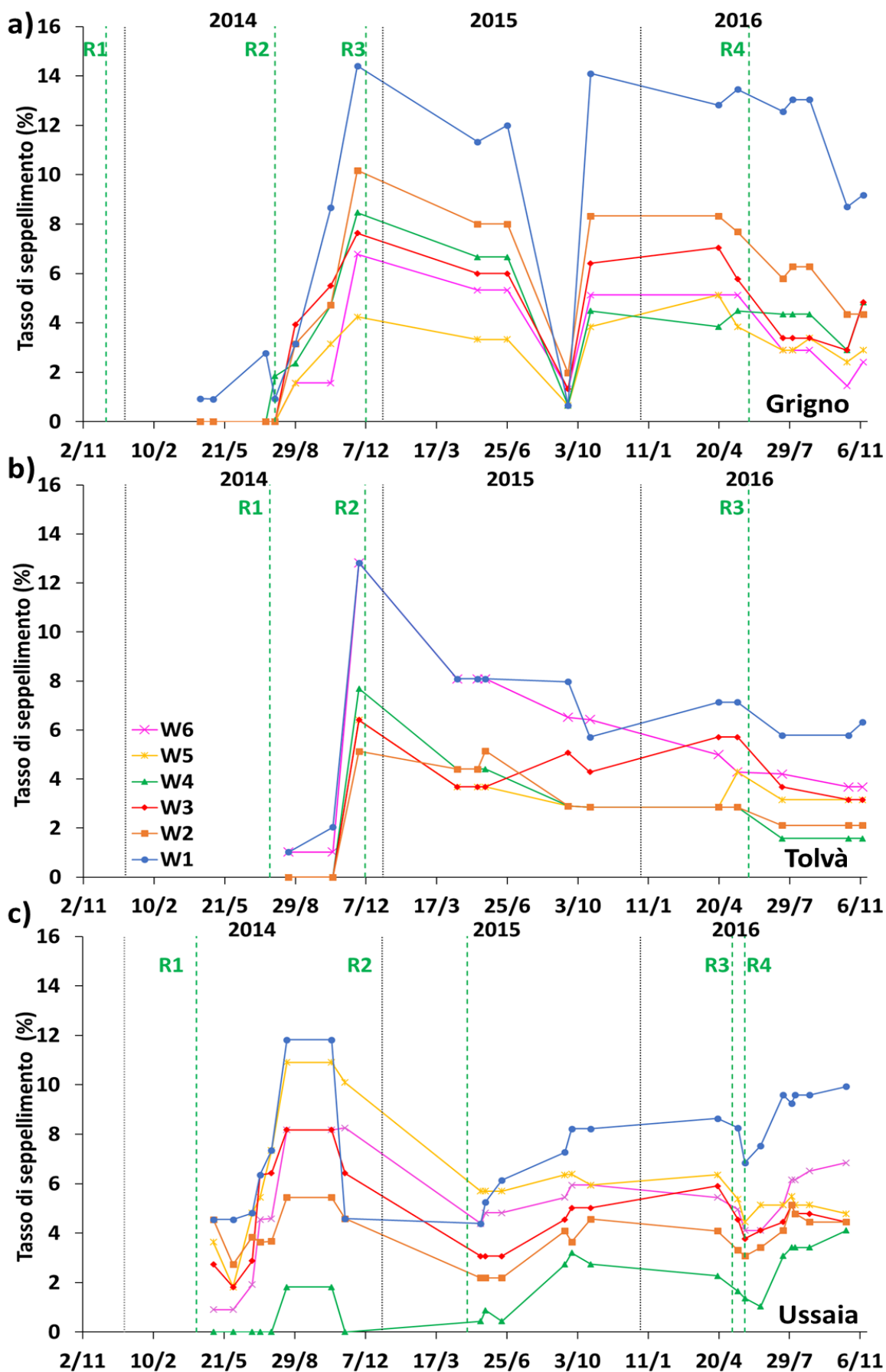


Figura 4.2.13. Tasso di seppellimento del periodo 2014-2016, differenziato in contributi secondo classi di peso (W1, W2, W3, W4, W5 e W6). In verde sono indicati i rilasci dei traccianti. (a) Rio Grigno, (b) Rio Tolva e (c) Rio Ussaià.

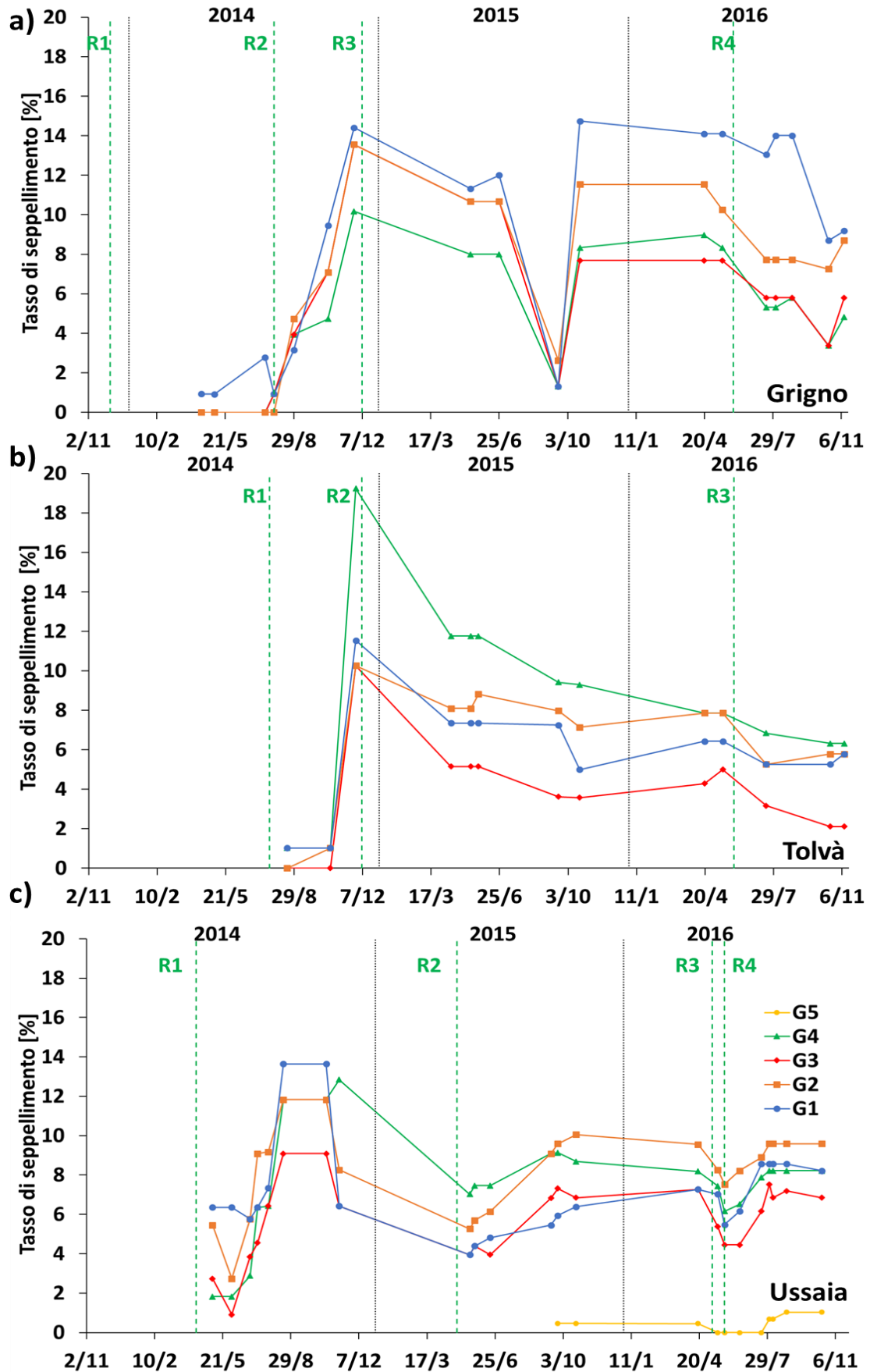


Figura 4.2.14. Tasso di seppellimento del periodo 2014-2016, differenziato in contributi secondo classi granulometriche (G1, G2, G3, G4, G5). In verde sono indicati i rilasci dei traccianti. (a) Rio Grigno, (b) Rio Tolva e (c) Rio Ussai.



#### 4.2.7 Soglie uniche di portata di picco per la destabilizzazione dell'alveo secondo scenari

Per ciascun sito indagato, vengono illustrate le soglie di portata capaci di destabilizzare o meno l'alveo, rispettivamente per gli scenari 1 e 2 (cf. **Capitolo 3**, [3.2.8](#)). Nel primo scenario analizzato, per cui non si considera l'effetto della stagionalità, il Rio Tolvà (**Figura 4.2.15b**) si destabilizza con una portata di picco superiore ( $Q_t=0,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), rispetto ai Rii Grigno e Ussaia ( $Q_t=0,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e  $0,02 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ; **Figure 4.2.15a** e **4.2.15c**). Diversamente, la massima portata di soglia per cui non si osserva movimento è più elevata nel Rio Grigno ( $Q_t=3,7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) rispetto ai Rii Tolvà e Ussaia ( $Q_t=1,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e  $0,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ).

Per il secondo scenario (**Figura 4.2.16**), ove si analizza l'effetto della stagionalità sull'innesco del trasporto, nei tre siti si registrano soglie più alte in risposta allo scioglimento nivale rispetto alle analoghe di pioggia. Il regime della pioggia si presenta con una situazione analoga a quella descritta per lo scenario 1. In regime di scioglimento nivale, il Rio Grigno si destabilizza con una soglia ( $1,9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , **Figura 4.2.16a**) più alta rispetto ai Rii Tolvà ( $1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) e Ussaia ( $0,07 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), (**Figure 4.2.16b** e **4.2.16c**); il Rio Grigno resta stabile con un valore in portata di picco ( $2,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) superiore rispetto al Rio Tolvà ( $0,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). In Rio Ussaia, non sono disponibili rilievi riconducibili ad eventi senza trasporto.

Ricapitolando, dall'analisi di entrambi gli scenari (**Figure 4.2.15** e **4.2.16**) emerge che il Rio Ussaia presenta valori delle soglie più basse rispetto ai Rii Grigno e Tolvà; inoltre, in tutti i casi, eccetto per il regime dello scioglimento nivale del Rio Tolvà, i valori delle soglie critiche per cui non si osserva trasporto sono superiori in valore rispetto a quelle che invece mobilitano.

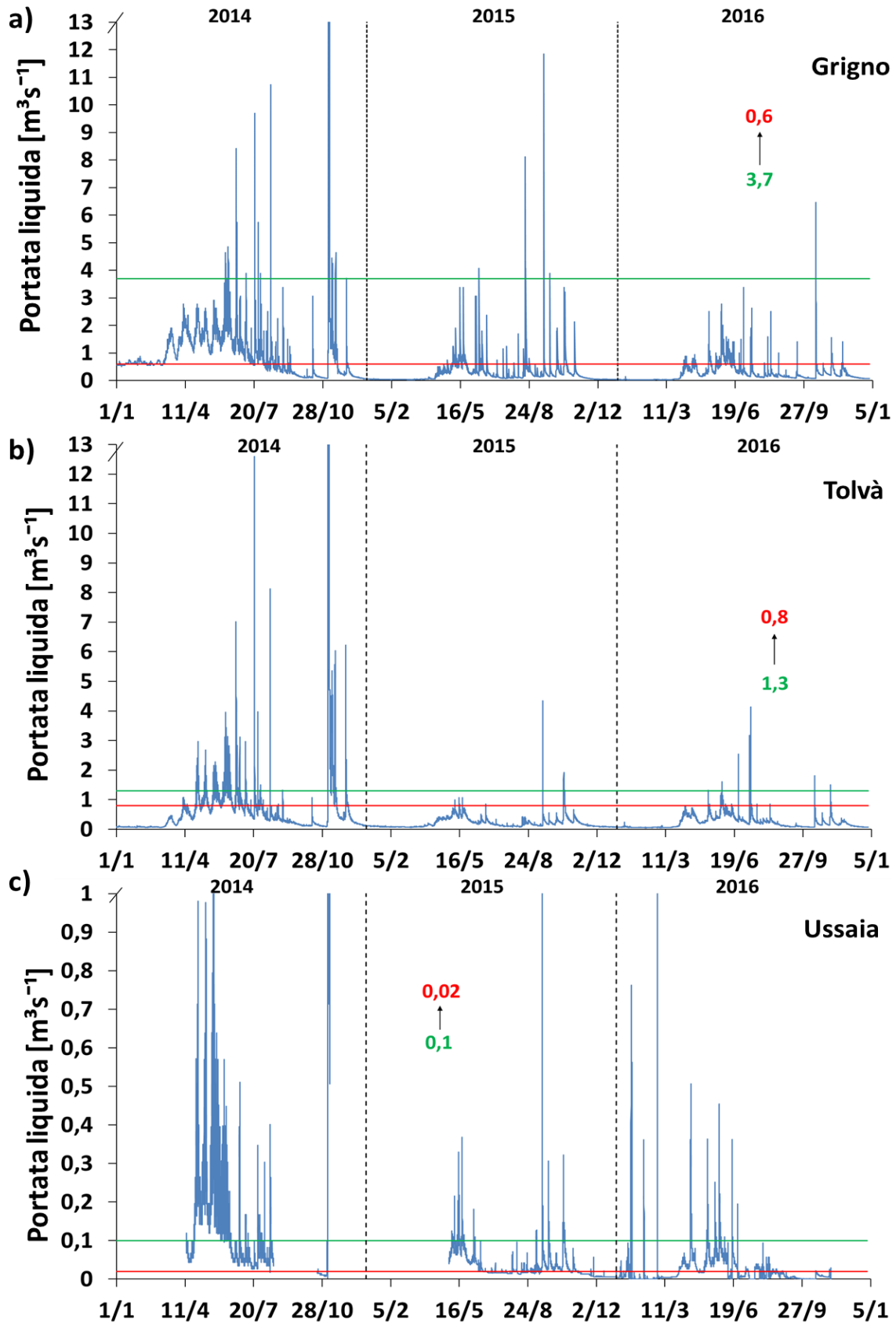
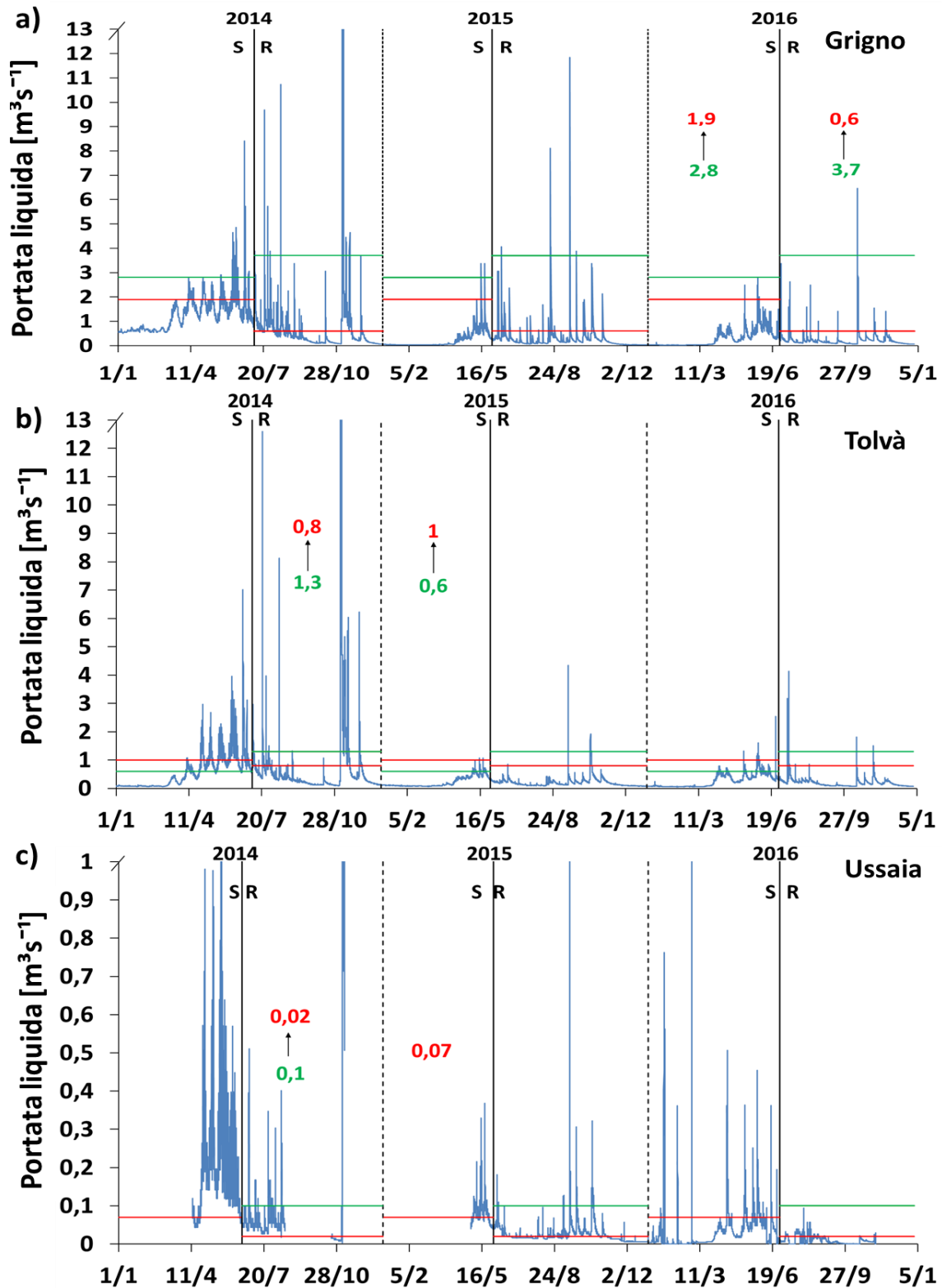


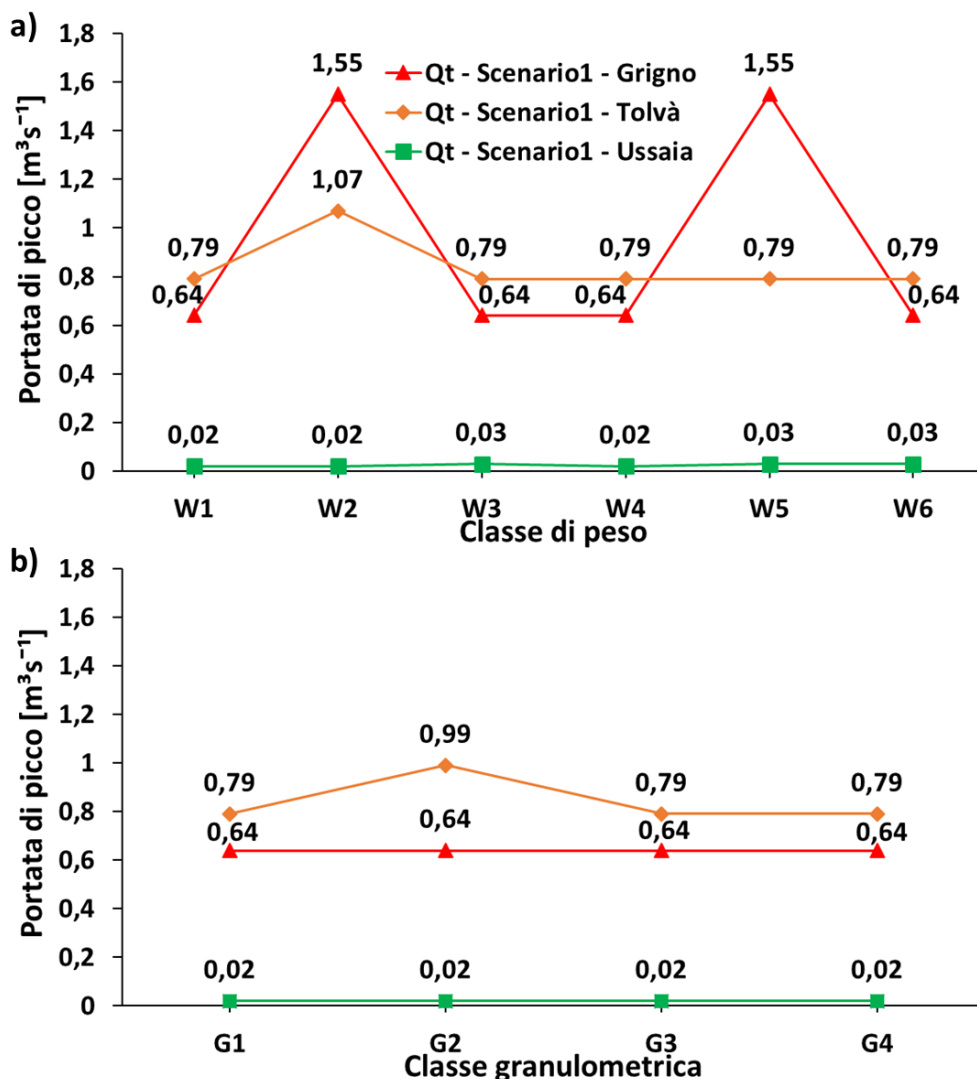
Figura 4.2.15. Soglie generali di innesco del trasporto solido nel Rio Grigno (a), Rio Tolva (b) e Rio Ussaia (c), calcolate secondo lo scenario 1, non differenziato per anno e regime idrologico. La soglia in rosso rappresenta il valore minimo in assoluto di portata cui corrisponde movimento del materiale di fondo, invece quella in verde rappresenta il valore massimo in assoluto di portata cui corrisponde stabilità dell'alveo.



**Figura 4.2.16.** Soglie generali di innesco del trasporto solido: **a)** nel Rio Grigno, **b)** Rio Tolva; **c)** Rio Ussaia, calcolate secondo lo scenario 2, non differenziato per anno, ma differenziato per regime idrologico (regime della pioggia indicato con R e quello dello scioglimento nivale con S). La soglia in rosso rappresenta il valore minimo in assoluto di portata cui corrisponde movimento del materiale di fondo, invece quella in verde rappresenta il valore massimo in assoluto di portata cui corrisponde stabilità dell'alveo.

#### 4.2.8 Soglie di innesco del trasporto solido di fondo differenziate per classi di peso e granulometriche

È stata effettuata un'analisi delle soglie, differenziate per classi di peso e granulometriche (**Capitolo 3**, sezione [4.2.8](#)). Relativamente allo scenario 1 (**Figura 4.2.17**), l'andamento delle soglie per classi di peso e granulometriche presenta delle variazioni più pronunciate nei Rii Grigno e Tolvà (**Figure 4.2.17a e 4.2.17b**), rispetto a Rio Ussaia. In quest'ultimo, le classi W1, W2 e W4 si muovono per valori di portata di picco inferiori ( $Q_t=0,02 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), questo si riflette nei volumi più alti associati alle seguenti classi di peso (cf. **Figura 4.2.12c**, sezione [4.2.5](#)), rispetto alle classi W3, W5 e W6 ( $Q_t=0,03 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) per cui si riscontrano trasporti volumetrici più bassi (cf. **Figura 4.2.12c**, sezione [4.2.5](#)); mentre le classi granulometriche non esibiscono cambiamenti del valore soglia ( $Q_t=0,02 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). Nel Rio Tolvà si osserva una situazione speculare, in quanto le classi W2 e G2, si muovono con stesso valore soglia ( $Q_t=1,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), più alto rispetto le restanti classi che esibiscono un valore  $Q_t$  pari a  $0,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , i volumi trasportati espresi dalla classe W2 sono più bassi rispetto le restanti classi (**Figura 4.2.12b**, sezione [4.2.5](#)). Nel Rio Grigno (**Figure 4.2.16a e 4.2.16b**), si osserva una soglia di innesco più alta per le classi W2 e W5 ( $Q_t=1,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) ed un valore inferiore ( $Q_t=0,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) per le restanti classi di peso e granulometriche esaminate. Le classi W5 e W2 risultano quelle maggiormente trasportate (**Figura 4.2.12a**, sezione [4.2.5](#)). Ricapitolando, il Grigno mobilita con valori di portata più alti per classi di peso, mentre il Tolvà esibisce valori più alti per quelle granulometriche. L'Ussaia mostra una maggiore instabilità, mobilita con portate più basse.

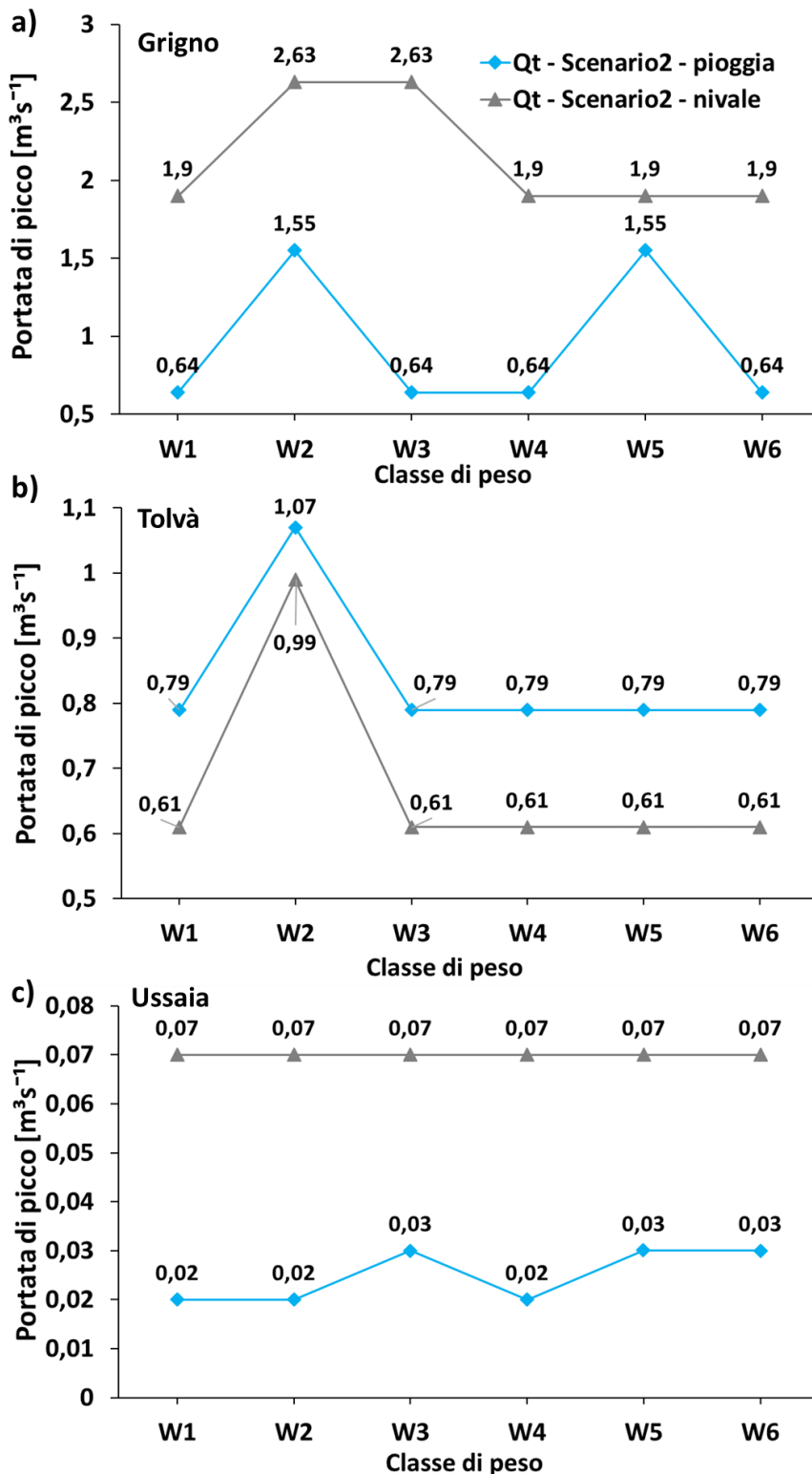


**Figura 4.2.17.** Soglie di innesco del trasporto solido nei Rii Grigno, Tolva e Ussaia, calcolate secondo lo scenario 1 non differenziato in anno e regime idrologico; le soglie sono differenziate per classi di peso (a) e per classi granulometriche (b).

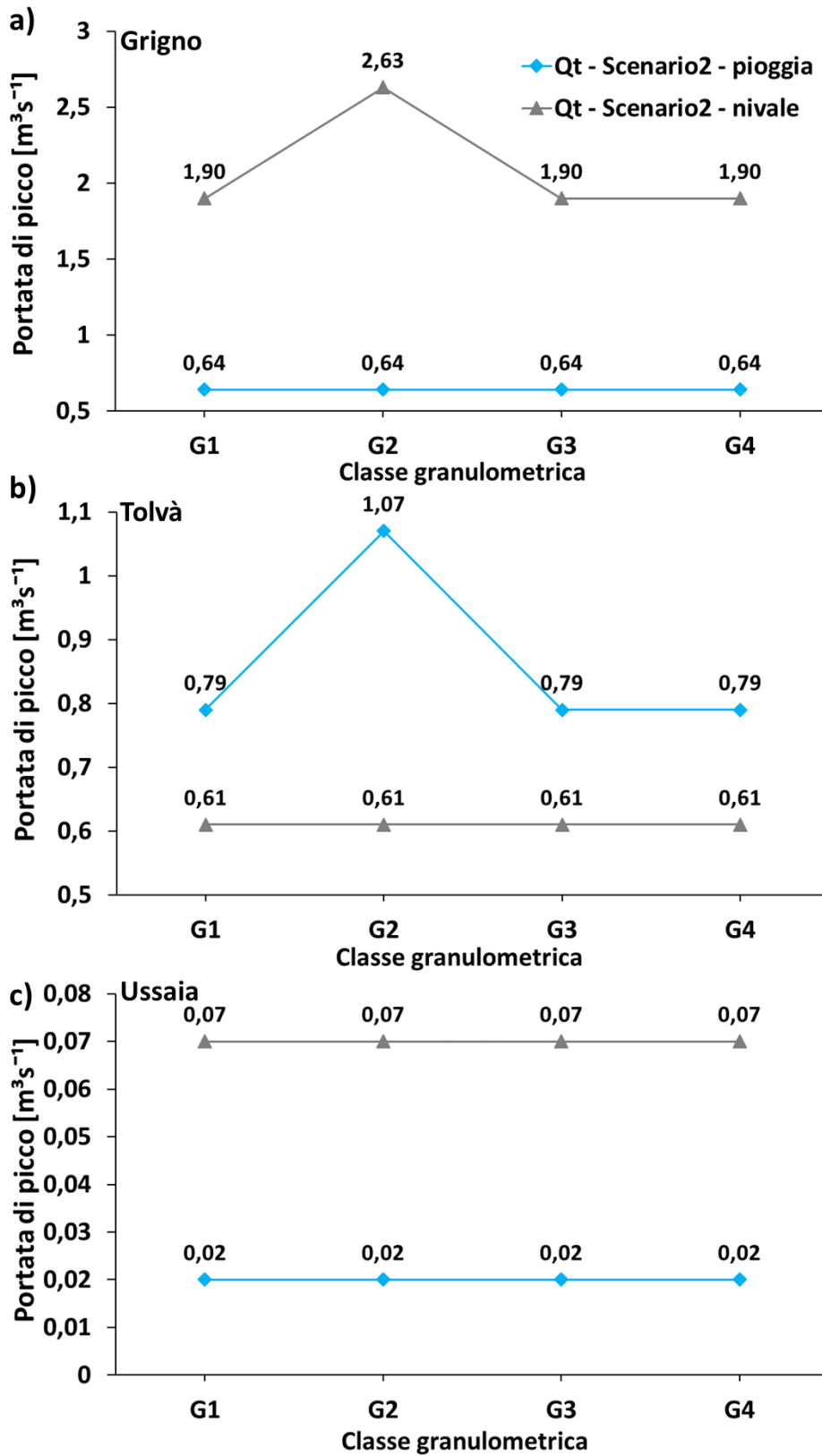
Nel secondo scenario (**Figure 4.2.18 e 4.2.19**), in regime di scioglimento nivale, Rio Grigno e Rio Ussaia (**Figure 4.2.18a, 4.2.18c, 4.2.19a e 4.2.19c**) sono caratterizzati da picchi di portate soglia per il trasporto più alte rispetto a quanto accade per portate indotte da regime di pioggia. Nel Rio Tolva (**Figure 4.2.18b e 4.2.19b**), per il quale non si dispone di osservazioni per eventi di scioglimento del 2014 (stagione in cui si concentrano i picchi più importanti per questo regime idrologico) si verifica il contrario, sia per classi di peso che granulometriche (**Figure 4.2.18b e 4.2.19b**).

In regime di scioglimento nivale, Rio Grigno mobilita con soglie in portata più alte per le classi W2 e W3 ( $Q_t=2,6 m^3s^{-1}$ ) rispetto le restanti classi ( $Q_t=1,9 m^3s^{-1}$ ), difficile poter trovare riscontro nei volumi trasportati (cf. **Figure 4.2.12a**, sezione [4.2.5](#)); in modo analogo si comporta Rio Tolva per la classe W2 ( $Q_t=1 m^3s^{-1}$ ), con volumi trasportati più bassi (cf. **Figure 4.2.12b**, sezione

4.2.5), rispetto alle restanti classi ( $Q_t=0,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) cui corrispondono volumi trasportati più alti (cf. Figura 4.2.12c, sezione 4.2.5); in Rio Ussaia si assiste ad una situazione di soglia costante ( $0,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ).



**Figura 4.2.18.** Soglie di innesco del trasporto solido differenziate per classi di peso, calcolate secondo lo scenario 2 non differenziato in anno, ma differenziato in regime idrologico (scioglimento nivale e pioggia). **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Tolvà e **c)** Rio Ussaia.



**Figura 4.2.19.** Soglie di innesco del trasporto solido differenziate per classi granulometriche, calcolate secondo lo scenario 2 non differenziato in anno, ma differenziato in regime idrologico (scioglimento nivale e pioggia). Rio Grigno (a), Rio Tolva (b) e Rio Ussai (c).

#### 4.2.9 Distribuzione delle velocità virtuali per classi di peso

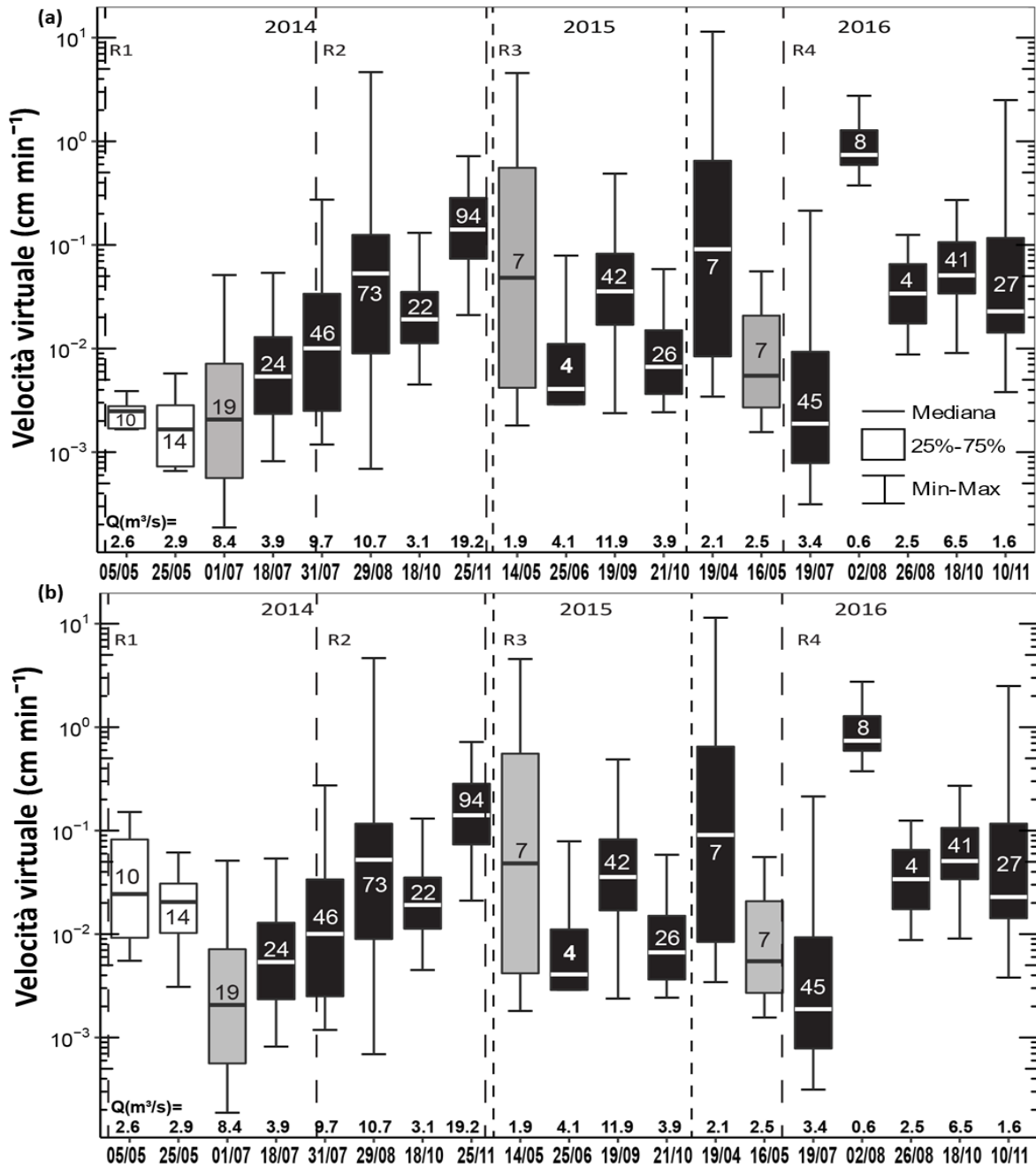
Per ogni scenario analizzato, e per ciascun sito, seguono i box-plots illustranti la distribuzione delle velocità virtuali (cf. Capitolo 3, sezione [4.2.9](#)) dei traccianti coinvolti negli eventi di trasporto. Per quanto riguarda il Rio Grigno, le differenze che presentano lo scenario 1 e 2 (**Figure** 4.2.20a e 4.2.20b) sono da ricondursi ai primi due eventi di Maggio 2014, legati a scioglimento nivale, dove per lo scenario 1 (**Figura** 4.2.20a), i valori mediani delle velocità sono compresi tra 0,001 e 0,003 cm min<sup>-1</sup>, mentre nello scenario 2 (**Figura** 4.2.20b) sono compresi tra 0,01 e 0,03 cm min<sup>-1</sup>. Questa differenza in valori che presentano i due eventi è dovuta a un diverso tempo di attivazione, più alto per lo scenario 1 (12 e 21 giorni, rispettivamente per il 5 e 25 Maggio) rispetto allo scenario 2 (4 e 5 giorni). Gli eventi successivi al regime dello scioglimento nivale, quest'ultimo presente solo nel 2014, risultano equivalenti tra i due scenari, essendo invariate le soglie di innesco del trasporto.

Dal rilievo del 1 Luglio fino al 29 Agosto 2014 (**Figura** 4.2.20b), si assiste ad un progressivo aumento delle velocità virtuali mediane con l'aumentare della portata di picco registrata, fatta eccezione per il rilievo del 18 Luglio. Durante l'evento alluvionale di Novembre 2014 (19,2 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>, tempo di attivazione di circa 14 giorni), la velocità virtuale mediana non ha superato quella di altri eventi di pioggia di entità inferiore che lo hanno preceduto o seguito.

La velocità mediana, associata a due rilievi di Giugno e Ottobre 2015 ( $Q_p=4,1$  e  $3,9$  m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> rispettivamente) diminuisce rispetto al 2014, assumendo valori compresi tra 0,001 e 0,01 cm min<sup>-1</sup>, tuttavia conservando massimi valori delle velocità virtuali compresi tra 0,01 e 0,1 cm min<sup>-1</sup>. Questi due eventi di minimo sono intervallati da un *inter-survey period* ( $Q_p=11,9$  m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) durante il quale i traccianti si sono mobilizzati in maggior numero considerando tutto il 2015, con un valore mediano della velocità prossimo a 0,02 cm min<sup>-1</sup>.

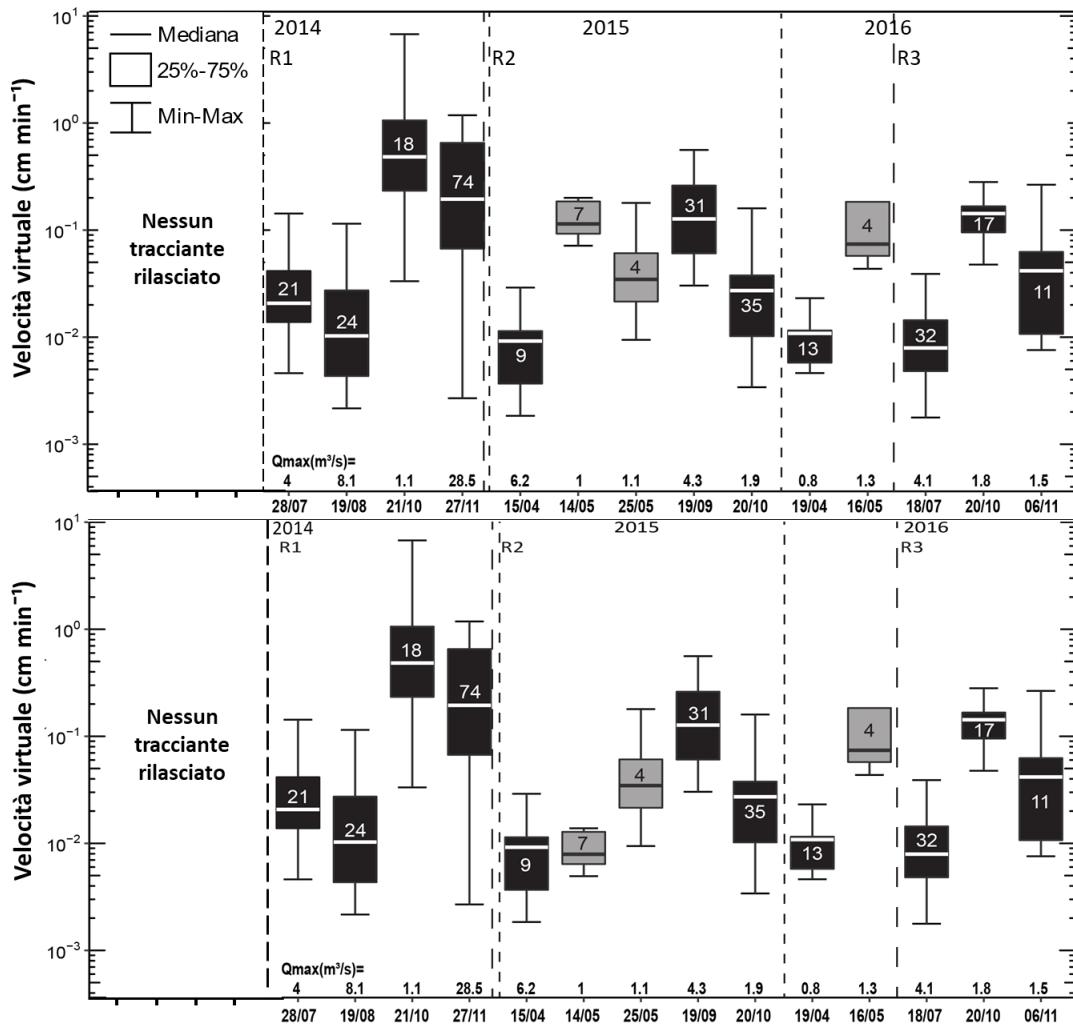
Durante il 2016 (rilievo di Aprile,  $Q_p=2,1$  m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>, tempo di attivazione di 4 giorni) si sono raggiunti massimi valori delle velocità virtuali di poco superiore a 10 cm min<sup>-1</sup>. Al rilievo del 2 Agosto è associato un aumento della velocità mediana, con valore superiore a 0,5 cm min<sup>-1</sup> (tempo di attivazione basso di 40 minuti). Dal rilievo del 26 Agosto al 10 Novembre, i valori mediani delle velocità si stabilizzano tra 0,02 cm min<sup>-1</sup> a 0,1 cm min<sup>-1</sup>. Nel complesso si può affermare che le velocità virtuali più alte sono imputate alla forzante idro-meteorologica associata ad eventi di pioggia.





**Figura 4.2.20.** Box plot rappresentanti le velocità virtuali raggiunte dai traccianti nel Rio Grigno durante il periodo 2014-2016. In ascissa, le date si riferiscono ai rilievi effettuati in alveo, i numeri alle portate di picco  $Q_p$  ( $m^3s^{-1}$ ). Le velocità virtuali sono state calcolate adoperando i tempi oltre soglia derivanti da due diversi scenari: **a)** 1 scenario non differenziato per anno e regime idrologico; **b)** 2 scenario non differenziato per anno, ma differenziato per regime idrologico. Gli inter-survey period sono classificati in tre regimi idrologici: pioggia (nero), scioglimento nivale (bianco) e misto (grigio). Le date dei rilasci dei traccianti in alveo (R1, R2, R3 e R4), sono indicati da linee verticali con tratteggio lungo.

Le differenze tra gli scenari 1 e 2 nel Rio Tolvà (**Figure** 4.2.21a e 4.2.21b) sono visibili nel rilievo del 14 Maggio 2015, che presenta una velocità mediana più alta nello scenario 1 (superiore a  $0,1 \text{ cm min}^{-1}$  ed un tempo di attivazione di 5 h) rispetto lo scenario 2 ( $0,01 \text{ cm min}^{-1}$  ed un tempo di attivazione di poco più 3 giorni). I massimi valori in velocità virtuali (circa  $7 \text{ cm min}^{-1}$ ) e mediane ( $0,5 \text{ cm min}^{-1}$ ) vengono raggiunti in assoluto durante il rilievo del 21 Ottobre 2014 (tempo di attivazione di 5 h). In modo analogo nel Rio Grigno, l'evento di Novembre 2014, non registra i massimi valori in velocità, sebbene risulti caratterizzato dal più alto valore in portata di picco di tutto il periodo monitorato ( $28,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). In questo caso, non è da trascurare l'effetto legato ad un tempo di attivazione prolungato, pari a 13 giorni. Segue al secondo rilascio, il primo rilievo del 2015 ( $Q_p=6,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , tempo di attivazione di 4 giorni) con una velocità mediana più bassa di tutto il 2015, di circa  $0,008 \text{ cm min}^{-1}$ . Successivamente si assiste ad un aumento della velocità mediana, dal 25 Maggio al 19 Settembre 2015, durante il mese di Settembre si assiste al massimo valore raggiunto dalle velocità durante il 2015 ( $0,6 \text{ cm min}^{-1}$ ). Il valore più alto di velocità mediana del 2016 (superiore a  $0,1 \text{ cm min}^{-1}$ ) si raggiunge durante l'evento di pioggia di Ottobre ( $Q_p=1,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , tempo di attivazione di oltre 3 h). Anche per questo sito, la forzante idro-meteorologica responsabile dei valori più alti in velocità virtuale è legata ad eventi di pioggia, tuttavia, contrariamente per quanto accade nel Rio Grigno, il Rio Tolvà raggiunge i massimi valori in velocità durante il 2014.

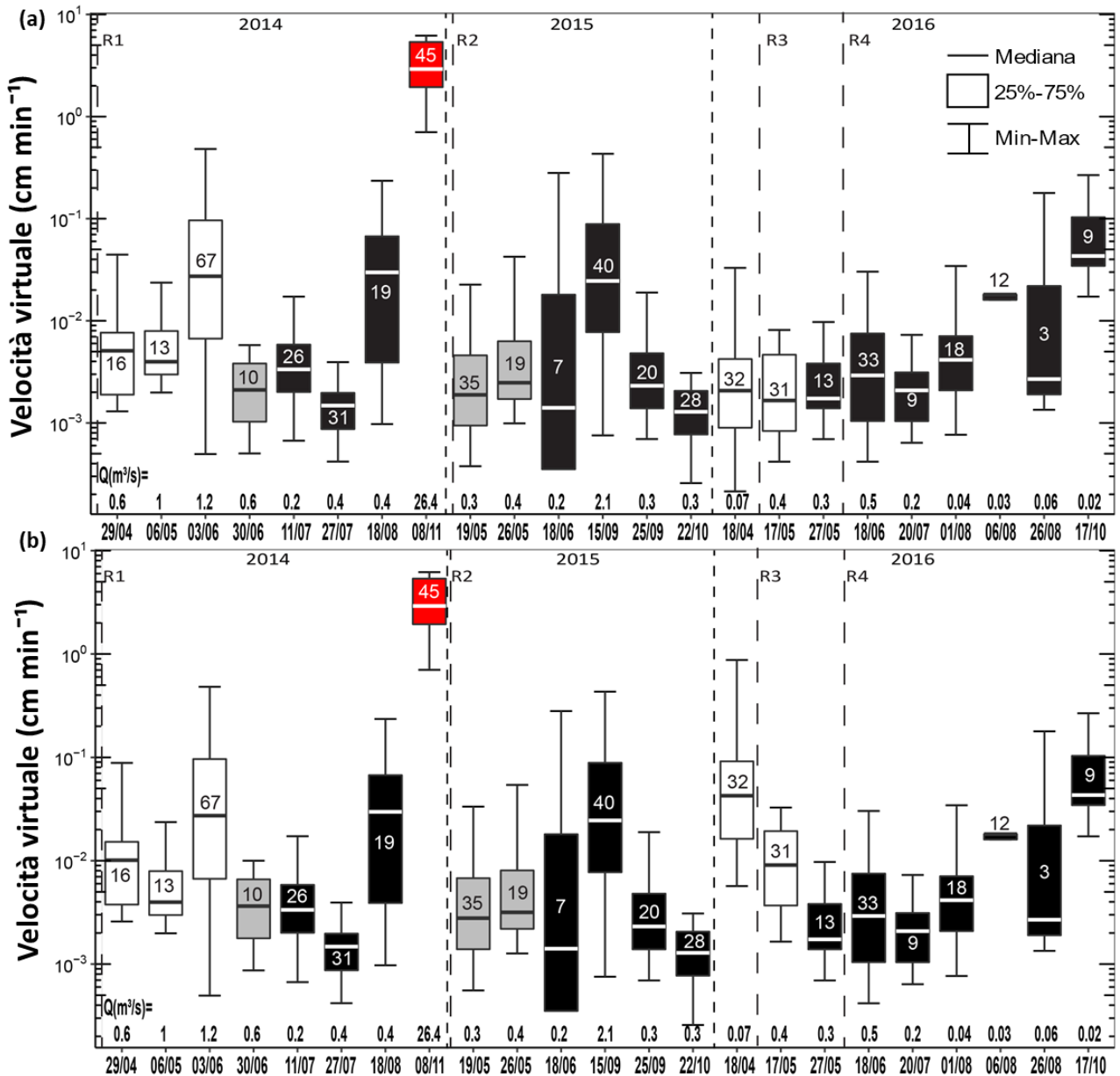


**Figura 4.2.21.** Box plot rappresentanti le velocità virtuali raggiunte dai traccianti nel Rio Tolva durante il periodo 2014-2016. In ascissa, le date si riferiscono ai rilievi effettuati in alveo, i numeri alle portate di picco  $Q_p$  ( $m^3s^{-1}$ ). Le velocità virtuali sono state calcolate adoperando i tempi oltre soglia derivanti da due diversi scenari: **a**) 1 scenario non differenziato per anno e regime idrologico; **b**) 2 scenario non differenziato per anno, ma differenziato per regime idrologico. Gli inter-survey period sono classificati in tre regimi idrologici: pioggia (nero), scioglimento nivale (bianco) e misto (grigio). Le date dei rilasci dei traccianti in alveo (R1, R2, R3 e R4), sono indicati da linee verticali con tratteggio lungo.

Per quanto riguarda il Rio Ussaia (**Figura 4.2.22**), le velocità virtuali del regime dello scioglimento nivale mostrate nello scenario 2 sono più alte rispetto quelle dello scenario 1, essendo le soglie di attivazione del primo più alte, e quindi con tempi di attivazione più brevi. Di seguito, vengono considerate le differenze presenti nello scenario 2, in quanto quest'ultimo è quello considerato più verosimile. I primi tre periodi del 2014, legati allo scioglimento nivale presentano valori delle velocità virtuali mediane comprese tra 0,003 e 0,03  $cm\ min^{-1}$ . Il minimo valore di velocità mediana del 2014, superiore a 0,001  $cm\ min^{-1}$ , si raggiunge in seguito ad un evento di pioggia (rilievo del 27 Luglio,  $Q_p = 0,4\ m^3s^{-1}$  ed un tempo di attivazione di 16 giorni). Contrariamente ai primi due siti, il Rio Ussaia, durante l'inter-survey period legato all'evento di Novembre 2014 ( $Q_p=26,4\ m^3s^{-1}$ , tempo di attivazione di poco più 4 giorni), che ha innescato una colata detritica in alveo, registra il

suo massimo valore in velocità mediana (circa  $2 \text{ cm min}^{-1}$ ), con massimi valori in velocità di circa  $6 \text{ cm min}^{-1}$ . La forzante idro-meteo di tipo misto si classifica al terzo posto in termini di velocità mediana, assumendo il suo massimo valore a Giugno 2014 ( $Q_p=0,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). Durante il 2015, si assiste ad una diminuzione delle velocità mediane rispetto ai valori assunti durante il 2014. Il primo valore registrato non supera i  $0,002 \text{ cm min}^{-1}$  (rilievo del 19 Maggio e successivo al 2 rilascio,  $Q_p=0,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e un tempo di attivazione di 18 giorni), il valore minimo assoluto in velocità mediana di poco superiore a  $0,001 \text{ cm min}^{-1}$  si raggiunge a Giugno, in seguito ad un evento di pioggia ( $Q_p=0,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  ed un tempo di attivazione di 23 giorni).

Durante il 2016, si assiste ad un aumento delle velocità mediane, con valori superiori a quelli del 2015. Al rilievo del 18 Aprile ( $Q_p=0,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , ed un tempo di attivazione di 32 giorni) è assegnata una velocità mediana superiore a  $0,03 \text{ cm min}^{-1}$ . Dopo il 3 rilascio e fino a Maggio non si osserva un aumento nella velocità mediana, successivamente al 4 rilascio, in Ottobre si assiste ad una ripresa della velocità mediana, raggiungendo il suo massimo valore.



**Figura 4.2.22.** Box plot rappresentanti le velocità virtuali raggiunte dai traccianti nel Rio Ussaia durante il periodo 2014-2016. In ascissa, le date si riferiscono ai rilievi effettuati in alveo, i numeri alle portate di picco  $Q_p$  ( $m^3s^{-1}$ ). Le velocità virtuali sono state calcolate adoperando i tempi oltre soglia derivanti da due diversi scenari: **a**) 1 scenario non differenziato per anno e regime idrologico; **b**) 2 scenario non differenziato per anno, ma differenziato per regime idrologico. Gli inter-survey period sono classificati in tre regimi idrologici: pioggia (nero), scioglimento nivale (bianco) e misto (grigio). Le date dei rilasci dei traccianti in alveo (R1, R2, R3 e R4), sono indicati da linee verticali con tratteggio lungo.

#### 4.2.10 Stima del tasso del trasporto di fondo ( $Q_s$ )

Note le velocità virtuali dei traccianti mobilizzati in ogni inter-survey periods, si è proceduto al calcolo dell'intensità del trasporto solido di fondo (*bedload transport rate*,  $Q_s$ ; cf. **Capitolo 3**, [3.2.7](#) equazione ()) per classi di peso e per i due scenari considerati. Dall'equazione, è chiaro come le differenze dell'intensità del trasporto tra gli scenari considerati nei vari siti (**Figura 4.2.23**), siano direttamente correlate a quelle delle velocità virtuali, descritte nella sezione precedente. Gli scenari 1 e 2 si discostano leggermente l'uno dall'altro per i soli eventi di trasporto associati a scioglimento nivale, quindi ricorrenti tra Aprile e Maggio.

Rio Grigno (**Figura 4.2.23a**) presenta un aumento generale dell'intensità di trasporto dal 2014 al 2016, alternato ad una diminuzione nel 2015. Il massimo valore superiore a  $0,0002 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , si raggiunge in Aprile 2016, in associazione alle velocità virtuali più alte di tutto il periodo studiato. Questo risultato si spiega pensando al deflusso di base nell'idrogramma del 2016, nettamente inferiore rispetto a quello del 2014, è chiaro che a parità di valore in portata di picco, nel 2014 si ha un tempo di attivazione più lungo rispetto a quello del 2016, determinando velocità virtuali più basse nel 2014 rispetto il 2016. Il picco del 2014 (circa  $0,0001 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) è legato al rilievo del 29 Agosto ( $Q_p = 10,7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) a cui sono associati i valori massimi delle velocità virtuali di tutto il 2014. Il picco del 2015 (circa  $0,0001 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), si raggiunge in Maggio ( $Q_p=1,9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) ed è associato ai massimi valori delle velocità virtuali del 2015.

Diversamente dal primo sito, nel Rio Tolvà (**Figura 4.2.23b**) si raggiunge il massimo valore dell'intensità del trasporto di tutto il periodo studiato (circa  $0,00004 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) in Ottobre 2014. A questo mese sono associate le velocità virtuali più alte di tutto il 2014. Durante Settembre 2015 ( $Q_p=4,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) si raggiunge il valore più alto dell'intensità di trasporto (superiore a  $0,00001 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), anche in questo caso associato alle velocità virtuali più alte di tutto il 2015. Nel 2016 invece, il massimo (di circa  $0,00002 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) si raggiunge nel mese di Maggio. Sostanzialmente si osserva, una diminuzione dell'intensità di trasporto durante il 2015, per poi assistere ad un aumento durante il 2016.

In Rio Ussaia (**Figura 4.2.23c**), si osserva un decremento importante dell'intensità di trasporto, procedendo dal 2014 al 2016. Tuttavia, il minimo nel 2016 non supera quello del 2015. Di riflesso, ai massimi valori di velocità virtuali registrati durante tutto il periodo studiato, l'intensità più alta (di circa  $0,001 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ), si registra nel mese di Novembre 2014, associata all'evento di colata detritica in alveo. Il valore di picco del 2015 (di circa  $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ), si raggiunge in Giugno. Nel 2016, invece, una intensità di poco inferiore a  $0,00002 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , si raggiunge in Maggio. Il picco in intensità nel 2015 e 2016 risulta associato ad *inter-survey periods* cui corrispondono i massimi valori delle velocità virtuali.

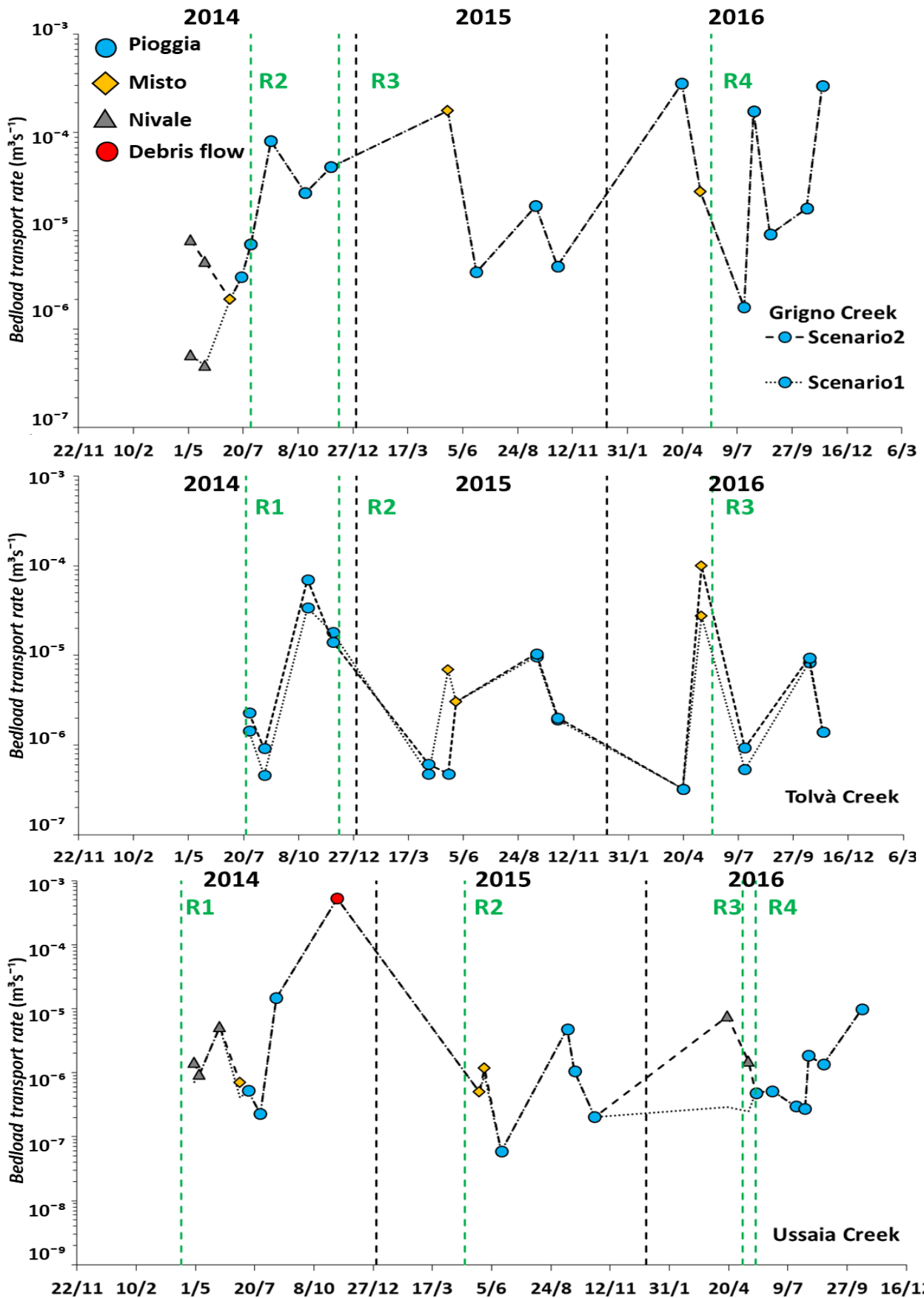


Figura 4.2.23. Flusso del trasporto di fondo ( $Q_s$ ) del periodo 2014-2016 attraverso confronto dello scenario 1 e 2. a) Rio Grigno, b) Rio Tolva e c) Rio Ussaia.

# CAPITOLO 5

## *Discussione*

---

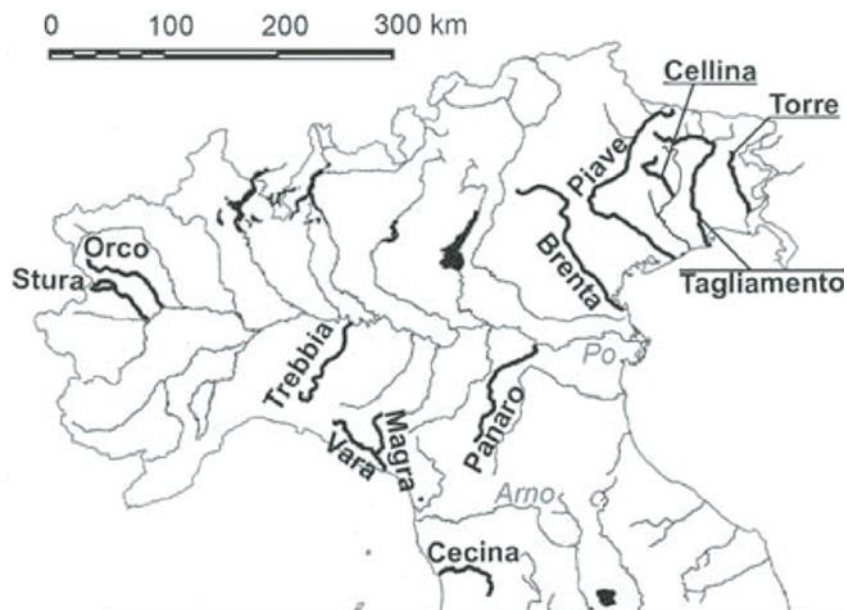


### 5.1 Tendenze evolutive del tratto montano del Fiume Santerno nel contesto degli alvei non confinati Italiani

I risultati della ricerca condotta sull'evoluzione planimetrica del Fiume Santerno vengono confrontati con quelli di altri quattro sistemi fluviali, scelti tra il novero di quelli precedentemente esaminati da Surian et al. (2009). I fiumi scelti per il confronto sono il Cellina, nelle Alpi Orientali, e il Trebbia, Panaro e Magra in Appennino Settentrionale (**Figura 5.1.1**). I casi scelti sono tratti di pianura non confinati.

Il bacino del Fiume Magra, rappresentativo del versante appenninico Ligure e della Toscana settentrionale, è costituito da litologia principalmente arenacea ed in subordine argillitico-marnosa, calcaree e metamorfiche–magmatiche; il Fiume Panaro, rappresentativo del versante padano dell'Appennino Tosco-Emiliano, è costituito da litologie a prevalenza arenacee ed argilloso marnose nella zona collinare o montuosa, mentre la fascia di pianura da depositi recenti di tipo alluvionali; Il bacino del Trebbia, rappresentativo dell'Appennino Ligure, presenta litologie variabili da magmatiche a metamorfiche, con depositi alluvionali fluviali e fluviolacustri che fiancheggiano i principali corsi d'acqua del bacino; ed infine il Cellina, tipico torrente prealpino, è appartenente al Friuli-Venezia Giulia, e il suo bacino è costituito prevalentemente da rocce di tipo calcareo-dolomitico.

Il confronto tra questi corsi d'acqua mira ad avere una varia rappresentatività in termini di: i) grado di impatto antropico; ii) dimensioni dei bacini considerati (**Tabella 5.1.1**), e soprattutto (iii) grado di confinamento.



**Figura 5.1.1.** Tra i vari fiumi Italiani per i quali sono già ben definiti i trend di aggiustamento morfologico si sono scelti i seguenti fiumi: Trebbia, Magra, Panaro (contesto appenninico) e il Cellina (contesto alpino) (immagine tratta da Surian et al., 2009).

**Tabella 5.1.1.** Caratteristiche fisiografiche e idrologiche dei fiumi scelti per il confronto, incluso il Fiume Santerno (Surian et al., 2009).

Fiume	Area (km <sup>2</sup> )	Lunghezza asta principale (km)	Lunghezza del tratto di studio (km)	Precipitazione (mm y <sup>-1</sup> )	Morfologia
Magra (UR/LR)	1698	70	10-11	1707	W
Panaro	1783	165	38	1017	W/S-M
Trebbia	1070	120	32	1440	W/S-BA
Cellina	446	58	10	1770	B/W
Santerno	437	99	32	1380	S/M

Note: \*Morfologia dei canali: wandering (W), sinuoso (S), meandriforme (M), *braided* (B), barre alterne (BA).

La precipitazione media annua varia da 1017 a 1770 mm, invece le morfologie da wandering a sinuoso-meandriforme (**Tabella 5.1.1**). Salvo il Fiume Panaro, il Santerno si distingue da questi casi studio per la sua morfologia a canale singolo a tratti meandriforme e sinuoso e anche per il suo più alto grado di confinamento. Le attività antropiche che hanno interessato i fiumi presi a confronto sono varie (canalizzazioni, estrazione di inerti, riforestazioni, sbarramenti e strutture a protezione delle sponde; **Tabella 5.1.2**). La cronologia degli impatti antropici è simile tra i vari casi, con delle piccole differenze. In molti casi, la canalizzazione è iniziata durante il XIX secolo, inizialmente con la costruzione di sbarramenti e poi durante il XX secolo con strutture di protezione spondale. La riforestazione artificiale e gli interventi idraulici non sono ben documentati per tutti i casi (**Tabella 5.1.2**). L'estrazione di ghiaia è stata intensa tra il 1950 e il 1980 (Surian et al., 2009), nel Santerno è iniziata nel secondo dopoguerra, in concomitanza con l'inizio della costruzione dell'Autostrada del Sole.

**Tabella 5.1.2.** Periodo di svolgimento delle attività antropiche esercitate nei fiumi scelti per il confronto con il Santerno (Surian et al., 2009).

Fiume	Data estrazione di inerti	Sbarramenti e strutture di protezione spondale	Riforestazione nel bacino
Magra	1960-1970	Dal 1920	Dal 1920-1930
Panaro	1960-1970	1920-1960	Dal 1920-1930
Trebbia	1950-1970	XIX-XX secolo	Dal 1940
Cellina	1970-1980	XIX-XX secolo	--
Santerno	1956-1979	Dal 1954-2008	--

Per rendere direttamente confrontabili i risultati dell'evoluzione planimetrica, la larghezza del canale attivo (W) è stata standardizzata rispetto al valore massimo di larghezza registrato nel periodo di studio (W<sub>max</sub>), che nel caso del Santerno è rappresentato da quello del mappato nelle riprese aeree del 1954. Questo rapporto verrà definito come larghezza dell'alveo relativa  $WR = W/W_{max}$ . Il tratto

di segmento confinato del Santerno ha valori di ampiezza relativa superiori rispetto a quello semi-confinato e non confinato, questo è naturalmente riconducibile ad una caratteristica dei corsi d'acqua che aumentano di ampiezza verso valle, stessa cosa si osserva nel Panaro.

La risoluzione temporale dell'analisi planimetrica del Fiume Santerno consente un buon confronto con gli altri casi scelti. La prima fase di restringimento relativa al periodo 1800 – inizi 1900 e anni '50 – inizi anni '70 non viene documentata in questa ricerca in quanto le prime documentazioni storiche risalgono ai primi anni '50 (cf. [Capitolo 3](#)). Si riepilogano di seguito le caratteristiche generali delle varie fasi di aggiustamento morfologico e come si contestualizza il Fiume Santerno (**Tabelle 5.1.3**):

1) seconda fase di restringimento (fase II): caratterizzata da un restringimento piuttosto significativo, essendosi manifestato in un intervallo di tempo relativamente lungo (40 anni), con tassi di variazione in genere più elevati rispetto alla fase I che l'ha preceduta (e.g. Surian et al., 2009). La fase II è durata nella maggior parte dei casi fino a fine anni '90; le variazioni più importanti dell'ampiezza relativa nel Santerno, si hanno dal 1969-1976 (**Figura 5.1.2**), con un restringimento per la parte di segmento confinato (14,4 %), semiconfinato (14,6%) e non confinato (12,2%). Nel periodo 1976-1988 si assiste ad una leggera ripresa dell'ampiezza del canale attivo per il tratto di segmento confinato (- 1,9%) e non confinato (- 4%), mentre continua il restringimento per la zona semiconfinata (5,3 %). Salvo il tratto non confinato, la variazione di ampiezza del Santerno è contenuta nel range di variabilità presentato dagli altri corsi d'acqua;

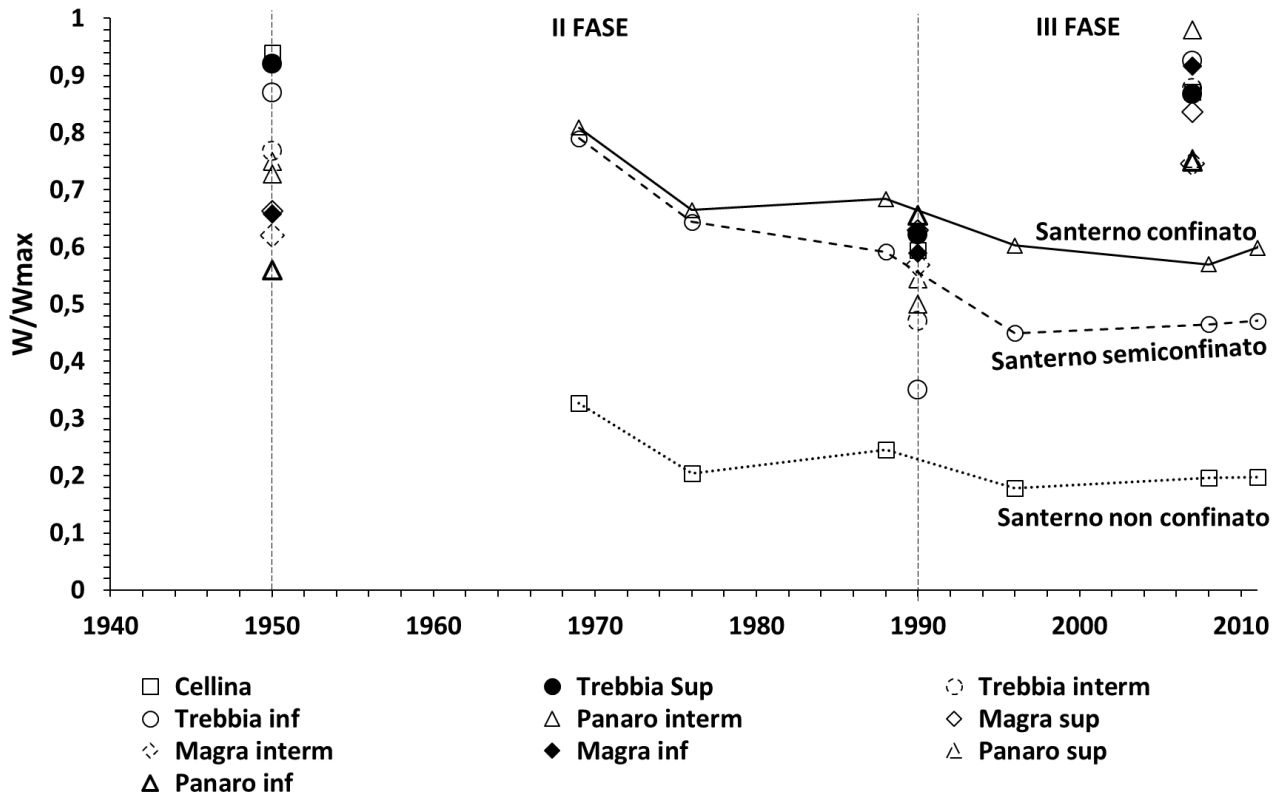
2) la fase di allargamento (fase III) è iniziata più lentamente e in modo meno intenso nel Santerno rispetto ai fiumi di pianura non confinati (**Figura 5.1.2**). Quest'ultimi presentano valori finali maggiori rispetto ai valori minimi raggiunti alla fine della fase II. I fiumi di pianura non confinati, hanno delle sponde facilmente deformabili e l'alveo è libero di rimodellare i suoi limiti esterni. Nel Fiume Santerno, i processi di allargamento sono lenti, lì dove l'alveo ha inciso il substrato e si è incassato sui terrazzi adiacenti. Quando un fiume si trova in una condizione erosiva al fondo, come quella vissuta dal Fiume Santerno in seguito ad estrazione di sedimenti in alveo, si interviene consolidando il letto del fiume, riducendo l'azione erosiva esercitata dalla corrente mediante sistemazione a gradinata, che consiste in briglie (o soglie) di consolidamento. Dal 1969 aumentano le opere idrauliche, infatti nel tratto semiconfinato (in prossimità di Borgo Tossignano) vengono installate 4 nuove opere tra soglie di fondo e briglie, ed una in prossimità dell'inizio del tratto a confinamento nullo.

Dal periodo 1988-1996, il Fiume Santerno mostra un restringimento generalizzato in tutto il segmento analizzato. Nel periodo 1996-2008, l'allargamento si mostra nel settore semiconfinato (-1,6%) e non confinato (-1,8%), mentre nel settore confinato persiste il restringimento (3,3%). Durante il periodo

2008-2011, si osservano tratti equamente distribuiti in allargamento e in restringimento, che lasciano supporre una fase di equilibrio del fiume. Complessivamente, nel periodo 1954-2011 si è avuto un restringimento progressivo dal tratto confinato (30,4%), semi-confinato (49,4%) e non confinato (79,8%).

Nel periodo 2011-2014, si osserva un inizio di allargamento in tutto il segmento di studio pari al 9,8% nel tratto confinato, 3,5% nel tratto semi-confinato e allo 0,5% in quello non confinato. Gli interventi idraulici (soglie di fondo e briglie), per la maggior parte concentrati in prossimità di Borgo Tossignano (parte terminale del tratto semiconfinato), hanno provocato un rallentamento della fase di recupero (allargamento) verso valle. Il recupero, che soprattutto nella parte non confinata risulta trascurabile rispetto alla fase di restringimento che l'ha preceduta (cf. [Capitolo 4](#), **Figura 4.1.13b**), dovrà essere valutato su un intervallo temporale più rappresentativo del mero quadriennio 2011-2014, mediante analisi di ortoimmagini più recenti.

La causa principale che ha concorso nel cambiamento morfologico del Fiume Santerno è senza dubbio l'estrazione di ghiaia e sabbia in alveo (cf. [Capitolo 2](#)), a conferma di ciò, per esempio, non si osserva nelle precipitazioni (cf. [Capitolo 2](#), **Figura 2.1.5**) un cambiamento importante, tale da poter giustificare una influenza climatica sull'aggiustamento morfologico. Allo stesso tempo, si osserva un fenomeno di rimboschimento naturale dal 1954 al 2010 ([Capitolo 4](#), **Figura 4.1.1**). Quest'ultimo potrebbe aver contribuito, sicuramente in misura inferiore rispetto al prelievo di materiale in alveo, ad una riduzione dell'apporto di sedimenti in alveo provenienti dall'erosione dei versanti e del reticolo idrografico minore, progressivamente stabilizzati dall'aumento della copertura vegetale arbustiva e arborea.



**Figura 5.1.2.** Evoluzione morfologica dell'ampiezza del canale attivo normalizzata rispetto al valore massimo registrato nel periodo di studio.

**Tabella 5.1.3.** Cambiamenti in ampiezza del Fiume Santerno (m e %) dal 1969 al 2014 per i tratti di segmento a diverso grado di confinamento.

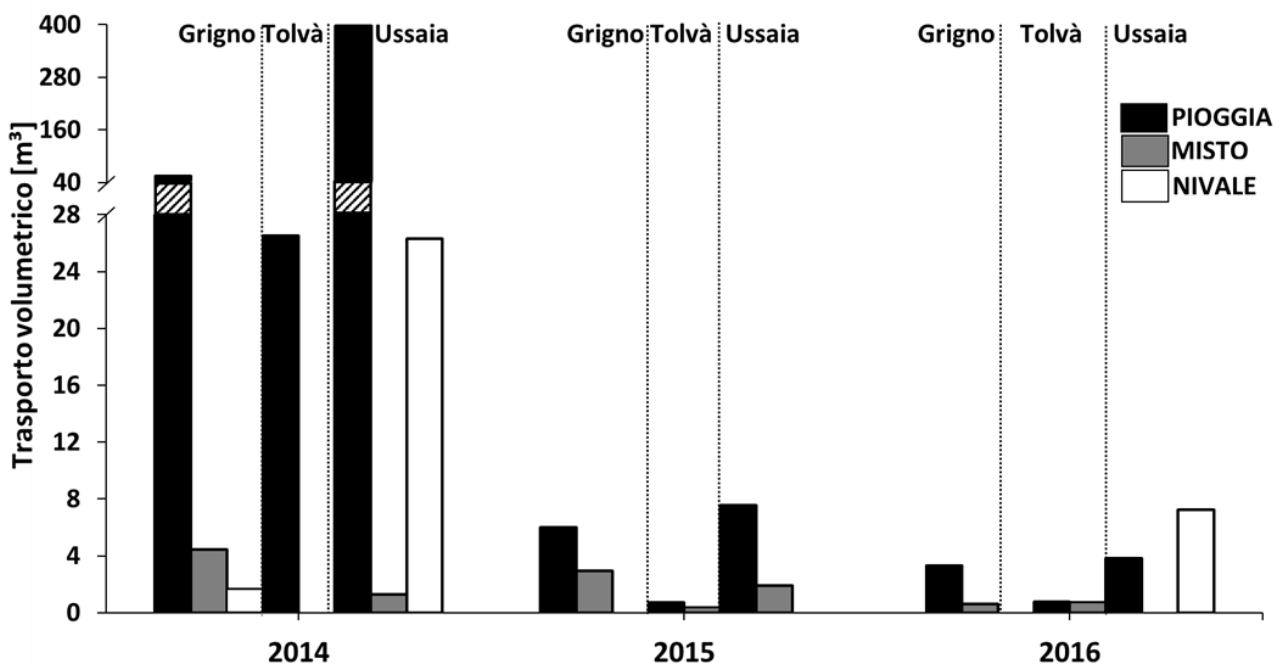
Fiume	Tratto	1969-1954		1976-1969		1988-1976		1996-1988		2008-1996		2011-2008		2014-2011	
		(m)	(%)	(m)	(%)	(m)	(%)	(m)	(%)	(m)	(%)	(m)	(%)	(m)	(%)
Santerno	Conf.	-8.3	-19.1	-6.3	-14.4	0.8	1.9	-3.5	-8.1	-1.4	-3.3	1.2	2.9	4.2	9.8
	Semiconf.	-12.8	-21.0	-8.9	-14.6	-3.2	-5.3	-8.7	-14.2	0.9	1.6	0.4	0.6	2.1	3.5
	Non conf.	-95.7	-67.4	-17.3	-12.2	5.8	4.0	-9.4	-6.6	2.5	1.8	0.1	0.1	0.7	0.5

## 5.2 Torrenti montani: variabilità locale e diverso apporto di sedimento tra i siti

### 5.2.1 Forzante idrologica del 2014 contro quella ordinaria del 2015-2016

La disponibilità di dati in continuo (cf. Toro, 2015) consente di verificare l'efficienza del trasporto di evento in relazione alla loro sequenza nei tre siti di studio. L'analisi della risposta del trasporto in condizioni idro-meteorologiche eccezionali (2014) e in condizioni ordinarie (2015-2016) ha offerto l'opportunità di confrontare e contrastare la risposta dei tre siti di studio attraverso un ampio range di condizioni idro-meteo. Questo contrasto di intensità delle forzanti in gioco si osserva negli spostamenti dei traccianti, nel tasso di seppellimento e in quello di rinvenimento (cf. [Capitolo 4](#), **Figure** 4.2.1; 4.2.13 e 4.2.14). Una evidenza della diversa capacità di trasporto tra i siti di studio è offerta dall'analisi di uno stesso evento meteorologico. L'evento associato al fronte atmosferico ciclonico Atlantico (5-8 Novembre 2014), in Ussaia mobilita volumi di un ordine di grandezza superiori (359 m<sup>3</sup>) rispetto al sistema Grigno-Tolvà (41-24 m<sup>3</sup>). Lo stesso evento, nel Grigno-Tolvà promuove un elevato trasporto di sedimento, ma non eccezionale come quello riscontrato in Ussaia, da cui, invece, si è verificato un evento di colata detritica (*debris flow*).

In Ussaia, dal 2014 (425,2 m<sup>3</sup>) al 2015-2016 (20,6 m<sup>3</sup>) si assiste ad un decremento dei volumi trasportati di un ordine di grandezza (**Figura** 5.2.1). Per il Grigno e Tolvà dal 2014 (60,7 m<sup>3</sup> e 26,5 m<sup>3</sup>) al 2015-2016 (12,8 m<sup>3</sup> e 2,6 m<sup>3</sup>) il decremento è contenuto nello stesso ordine di grandezza. Ciò che ha fatto la differenza in termini di volumi trasportati tra i tre siti è stato l'evento eccezionale di Novembre 2014 (**Figura** 5.2.1). In Ussaia è presente un maggior contributo associato al periodo dello scioglimento nivale, particolarmente accentuato nel 2014 (26,3 m<sup>3</sup>) e nel 2016 (7,2 m<sup>3</sup>).



**Figura 5.2.1.** Volumi trasportati durante il 2014-2016 dai Rii Grigno, Tolvà e Ussaia, i cui contributi vengono suddivisi per forzante idro-meteorologica (pioggia, scioglimento nivale e misto).

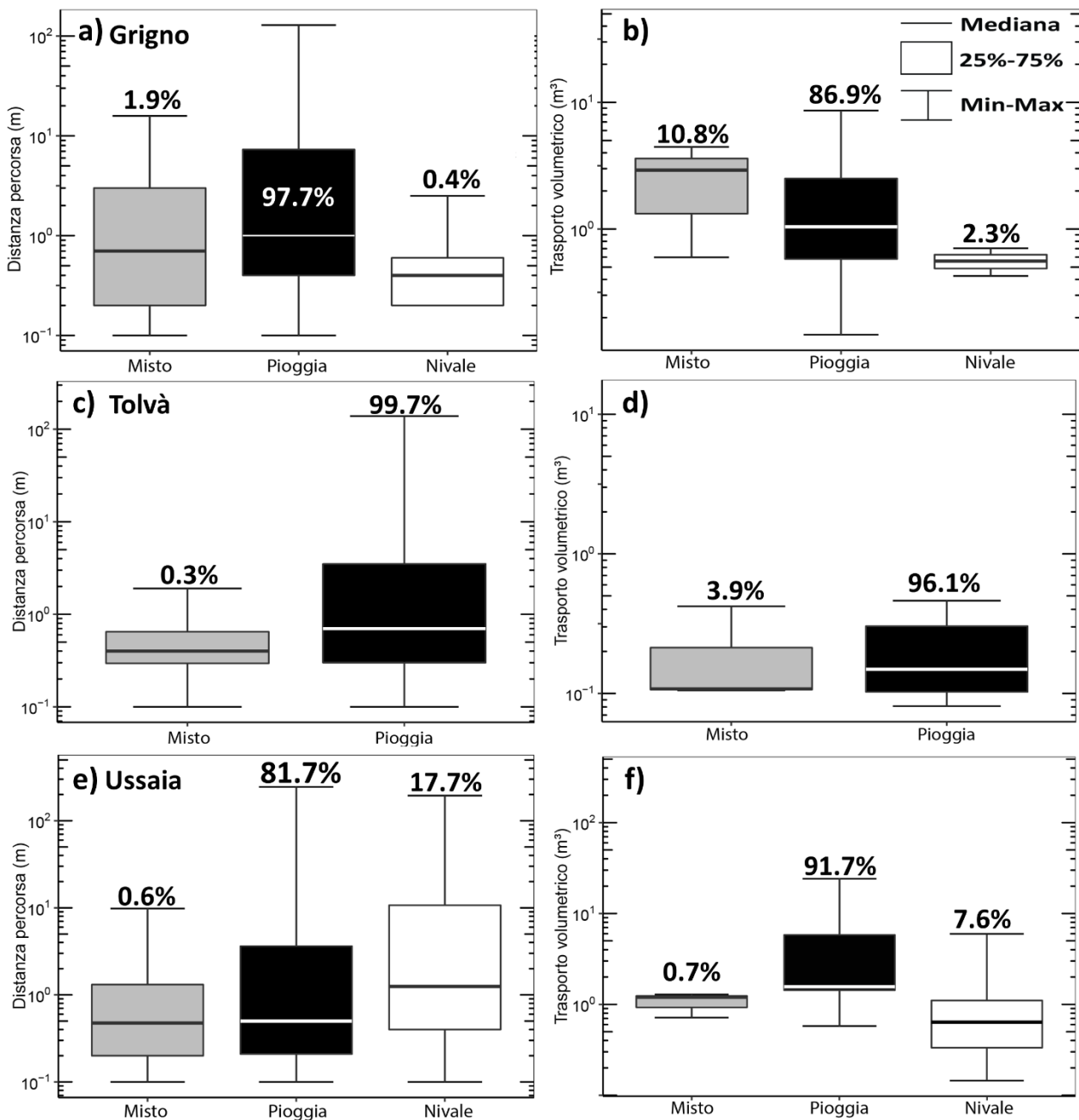
Nei tre siti, il tasso di seppellimento tende a diminuire dal 2014 al 2015-2016, contrariamente a quello di ritrovamento che aumenta. Questo è ragionevolmente associato all’eccezionalità della forzante meteorologica dell’anno 2014, riflessa in una maggiore capacità da parte della corrente di trasportare ed erodere (stream power) rispetto al regime di trasporto ordinario osservato durante il periodo 2015-2016. Nel Rio Ussaia il grado di seppellimento si presenta maggiormente variabile (cf. [Capitolo 4, Figura 4.2.10](#)), la presenza della componente fine, derivante dall’erosione di uno spesso deposito glacigenico presente nella parte intermedia del conoide, a monte del tratto di studio, (cf. [Capitolo 2, sezione 2.2.3.2](#)) determina una maggiore instabilità dell’alveo di questo torrente e quindi una maggiore capacità di rielaborare il sedimento.

Sia in termini di seppellimento, che di trasporto, la gerarchia tra classi di peso risulta essere complessa, ovvero non segue l’ordine ponderale delle classi (cf. [Capitolo 4, Figura 4.2.13](#)). La situazione si presenta diversa, se si considerano le classi granulometriche (cf. [Capitolo 4, Figura 4.2.14](#)), infatti nei Rii Tolvà e Ussaia le classi di trasporto seguono l’ordine granulometrico, cosa che non si osserva nel Rio Grigno. Il tasso di seppellimento resta complesso in tutti i siti in termini di ranking granulometrico.

In linea generale, i valori del tasso di ritrovamento sono alti. Nei Rii Grigno e Tolvà i valori superano l’80% (cf., [Figure 4.2.8b e 4.2.9b](#)), escludendo rilievi associati a problemi logistici dovuti a portate di scioglimento nivale prossime al bankfull (1 Luglio 2014). In Ussaia, si raggiungono valori superiori al 94% (cf., [Figure 4.2.10b](#)). Sicuramente i Rii Tolvà e Grigno sono caratterizzati da un più alto fattore di *hiding/protusion*, rispetto l’Ussaia che presenta un canale più mobile. Generalmente non vi è un’influenza della distanza percorsa dai traccianti sul tasso di ritrovamento, i quali sono stati rilevati indipendentemente dalla distanza percorsa.

La percentuale più alta degli spostamenti ([Figure 5.2.2a, 5.2.2c e 5.2.2e](#)) è associata agli eventi di pioggia nei tre siti, con valori superiori nei Rii Grigno e Tolvà (> 97%) rispetto l’Ussaia (81%). La situazione in regime di scioglimento nivale e misto si presenta diversa nei Rii Grigno e Ussaia, infatti nel primo domina il regime misto (1,9%) sullo scioglimento nivale (0,4%), rispetto al secondo dove si presenta una situazione opposta. Lo scioglimento nivale risulta più incisivo in Ussaia. Questa variabilità spaziale è apparentemente controintuitiva, in quanto la risposta idrologica allo scioglimento nivale dovrebbe essere meno pronunciata in Ussaia, essendo il suo bacino orientato a Nord, rispetto quello del Grigno con un’orientazione a Sud (Jost et al., 2007; Ellis et al., 2011). Tuttavia, ci sono implicazioni dirette di tipo topografico sulla variabilità delle forzanti meteorologiche (e.g. Green et al., 2013), si osservi come sono collocati i bacini di studio lungo il transetto climatico considerato ([Figure 5.2.3](#)).

Inoltre, non si trascuri, l'influenza esercitata dalla morfologia di canale sulla risposta alle diverse forzanti idro-meteo. La scabrezza delle strutture (*step-pool* e *boulder-cascade*) presenti in alveo nei Rii Grigno e Tolvà, impone che, solo improvvise variazioni della portata liquida, dettate da temporali improvvisi o apporti prolungati di acqua, siano capaci di innescare il trasporto solido (86,9% e 96,1%), e meno in risposta ad idrogrammi piatti, tipici della stagione dello scioglimento nivale (2,3 e 3,9%) (**Figure 5.2.2b, 5.2.2d**). In Rio Ussaia, l'apporto di materiale fine destabilizza *step-pools* e *boulder-cascades*, permettendo agli eventi di scioglimento nivale (7,6%) e a quelli misti (0,7%) di influenzare il trasporto solido (**Figura. 5.2.2f**).



**Figura 5.2.2.** Percentuale della distanza percorsa dai traccianti e del corrispettivo trasporto volumetrico di fondo calcolata rispetto al totale realizzato da ciascun sito e in relazione alle singole forzanti idro-meteorologiche: **a)** e **b)** Rio Grigno; **c)** e **d)** Rio Tolvà; **e)** e **f)** Rio Ussaia.



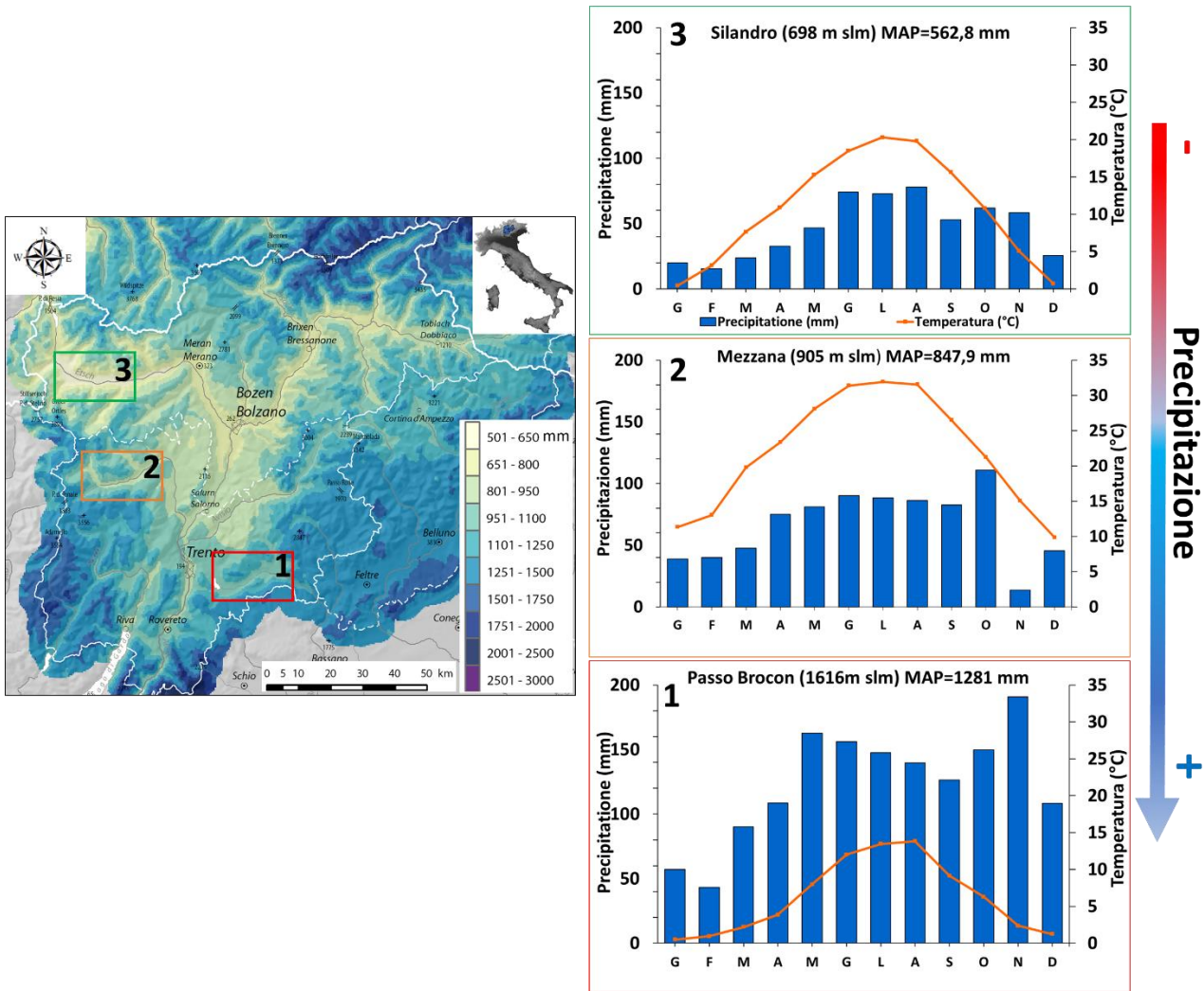
L'applicazione dello scenario 2 nel calcolo delle soglie di innesco contempla l'effetto della stagionalità sul flusso del trasporto solido e viene considerato quello più attendibile rispetto allo scenario 1, caratterizzato da un approccio di soglia idrometrica più semplificato. In tutti i siti, le soglie che non innescano movimento dei traccianti (i.e., i cosiddetti “no bedload”) risultano superiori alle controparti che ne innescano (i.e., i cosiddetti “bedload”). Questo andamento potrebbe essere riconducibile alla variabilità spaziale locale della struttura sedimentaria-morfologica dell'alveo (*bed arrangement*) e alla sua evoluzione temporale durante il periodo di monitoraggio con il susseguirsi dei vari eventi di piena (e.g., Masteller et al., 2019).

### 5.2.2 Confronto con altri casi studio

Il risultato dell'analisi del trasporto solido nei siti alpini viene contestualizzato nell'ambito di due ricerche scientifiche già avanzate in letteratura: in Dell'Agnese et al., 2015, il trasporto solido viene contrastato in due siti diversi del Rio Strimm (Trentino Alto-Adige, Val Venosta) svolgendo un'attività di monitoraggio da Agosto 2011 a Luglio 2014: l'Alto Strimm (4 km<sup>2</sup>), che attraversa una valle sospesa disconnessa dai processi di versante, mentre il Basso Strimm (7,5 km<sup>2</sup>), localizzato più a valle del primo, percorre una valle glaciale relitta caratterizzata da periodici apporti di sedimenti dai versanti laterali; in Rainato et al., 2018, viene esaminato il trend climatico, l'evoluzione delle sorgenti di sedimento e flussi di sedimento in un bacino alpino (Rio Cordon, Veneto) da Novembre 2012 ad Agosto 2015. I canali dello Strimm e del Cordon sono caratterizzati da una morfologia di tipo *step-pool* e *boulder-cascade*, in entrambi gli studi il range granulometrico dei PIT-tags rilasciati per il monitoraggio è confrontabile.

Il confronto con il sistema Alto – Basso Strimm è reso interessante dal diverso regime idrologico che domina la Val Venosta (**Figura 5.2.3**), settore più arido delle Alpi Orientali (cf. stazione meteorologica Silandro, <http://meteo.provincia.bz.it>), alimentato principalmente dallo scioglimento nivale. In questo modo, si analizzano diversi casi studio attraverso un transetto latitudinale (**Figura 5.2.3**), da SE (Valsugana) verso NW (Val Venosta), settore intermedio rappresentato dalla Val di Sole, procedendo quindi da condizioni umide (dominate da un regime pluviale) ad aride (regime nivale). Il Cordon, invece, è caratterizzato da un regime di tipo nivo-pluviale, caratterizzato dallo scioglimento nivale durante Maggio-Giugno e periodiche alluvioni in estate e autunno.

Si dovrà rammentare nel confronto, che la frequenza di rilevamento del trasporto solido è diversa rispetto a quella dei siti trentini, in quanto nello Strimm i rilievi sono stati condotti due volte l'anno, precisamente a Giugno (durante la stagione dello scioglimento nivale) e in Ottobre (dopo la stagione delle piogge estive e autunnali), questo a causa dell'elevata quota (2550 m s.l.m.) e limitate condizioni di accessibilità al sito. Nel Cordon sono stati eseguiti un totale di 10 rilievi in tre anni.

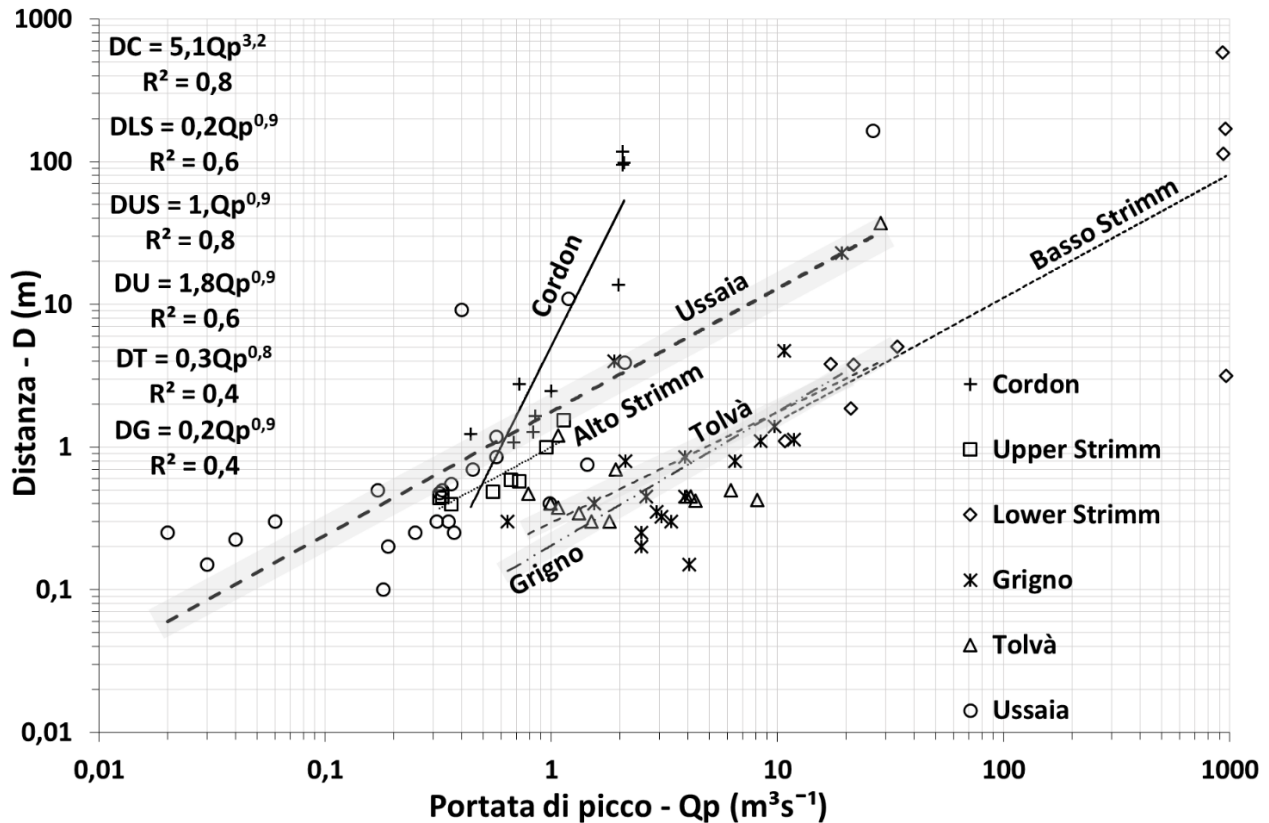


**Figura 5.2.3.** Transetto climatico attraverso le Alpi Orientali, dalla Valsugana alla Val Venosta le condizioni climatiche si fanno sempre più aride a causa della crescente influenza dell'arco alpino che scherma le zone a Nord dalle correnti umide provenienti da Sud o Sud-Ovest. Sono mostrati i climogrammi storici (1990-2018) delle stazioni meteorologiche di Silandro (698 m s.l.m., Val Venosta), Mezzana (905 m s.l.m., Val di Sole) e Passo Brocon (1616 m s.l.m., Valsugana).

Il confronto con lo Strimm e il Cordon mira a verificare come le distanze mediane (nel caso dei siti Alpini e Strimm) e medie (Cordon) di ciascun *inter-survey period* analizzato siano correlate alla portata di picco di riferimento (**Figura 5.2.4**). I valori delle distanze osservate nel Grigno (0,1 – 128,8 m), Tolvà (0,1 – 224,7 m) e Ussaia (0,1 – 377,8 m) variano di tre ordini di grandezza, nel Rio Cordon (1,1 – 117,03 m) e nel Basso Strimm (17,2 – 959,3 m) si osserva una variabilità più bassa di un ordine di grandezza. L'Alto Strimm presenta le distanze più basse (1,2-35 m). La differenza che si osserva in Ussaia, potrebbe essere ragionevolmente giustificata considerando che, quest'ultimo mobilita con un range in portata di picco che varia di 4 ordini di grandezza (0,02 – 26,4 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>), mentre il Rio Cordon (0,3 – 1,8 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) e nel Basso Strimm (0,4 – 1,8 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) le portate di picco variano in un range più stretto. Ancora una volta, le differenze che si osservano nei valori delle distanze tra il Grigno

( $0,6 - 19,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) e il Tolvà ( $0,8 - 28,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) con l'Alto Strimm ( $0,36 - 1,01 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) sono riflesse nei valori delle portate di picco, un ordine di grandezza superiori a quelle dell'Alto Strimm.

Si osserva in tutti i casi una media correlazione positiva tra le variabili poste a confronto, che decresce per i Rii Grigno e Tolvà ( $R^2=0,4$ ). A parità di valore in portata di picco, il Rio Cordon mobilita il materiale presente in alveo per distanze maggiori rispetto agli altri casi.



**Figura 5.2.4.** Confronto della capacità di mobilitare sedimento tra diversi sistemi (siti trentini, Strimm e Cordon) in relazione alla portata di picco di ciascun *inter-survey period* considerato. Si considerano le distanze mediane per i siti Alpini e Rio Strimm, quelle medie per il Rio Cordon.

Il trasporto solido dei siti trentini e dello Strimm è governato da regimi idrologici che rispondono a forzanti meteorologiche differenti. Alla luce di questo aspetto, si intende verificare come queste forzanti agiscono sul trasporto solido di fondo, prendendo in considerazione un parametro del flusso, ovvero la *specific stream power* (e.g., Bagnold, 1966; Knighton, 1999; Eaton & Church, 2011; Mao et al., 2008; Vázquez-Tarrío et al., 2019; Vázquez-Tarrío & Batalla, 2019) che sta ad indicare l'energia spesa dal flusso idrico nella sua azione di trasporto ed erosione per l'unità di ampiezza di canale entro cui scorre (cf. Capitolo 3, [3.2.2](#); equazione 3).

La variabilità della *specific stream power* è più pronunciata per un sistema dominato dal regime delle piogge, come i siti trentini, rispetto ad un sistema dominato dallo scioglimento nivale, come nel caso dello Strimm, quest'ultimo esibendo esponenti delle equazioni di potenza superiori rispetto a quelli dei siti trentini.

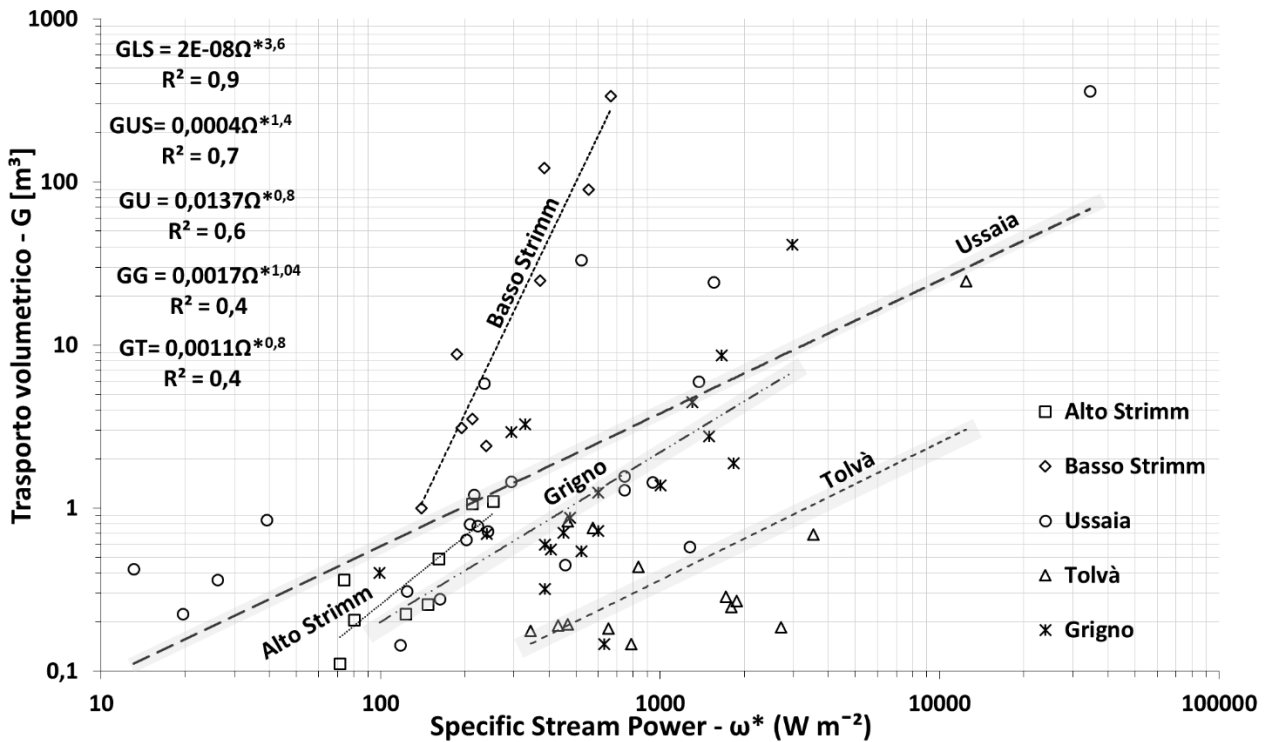
Il trasporto solido è il risultato di un insieme di fattori che interagiscono e possono prevalere uno rispetto all'altro in base alle caratteristiche del sito entro cui il processo si sviluppa (cf. Capitolo 3, sezione [3.2](#)). In questo caso, si confrontano caratteristiche (**Tabella 5.2.1**), quali la pendenza del canale e un parametro di resistenza del flusso rappresentato dalla scabrezza relativa (*relative roughness*, rapporto tra la profondità di *bankfull* e il diametro percentile tra quelli più significativi ( $D_{84}$ )). Fatta questa premessa, lo Strimm Basso esibisce valori più alti del trasporto solido volumetrico rispetto lo Strimm Alto (**Figura 5**), in quanto più ripido e con una resistenza al flusso più bassa.

Nel caso del Basso Strimm, non si trascuri un probabile effetto sul trasporto legato ad una maggiore presenza di materiale proveniente dai versanti adiacenti. Tra i siti trentini, è chiaro che l'Ussaia esibisca un più alto trasporto solido rispetto agli altri due siti, correlabile alla sua maggiore pendenza ed instabilità di canale, sebbene mostri una scabrezza relativa più alta (**Tabella 5.2.1**).

Il Basso Strimm e l'Ussaia occupano la porzione superiore del grafico, dove i volumi trasportati dal primo variano da  $1 \text{ m}^3$  a  $334 \text{ m}^3$  per energie del flusso comprese tra  $139 \text{ W m}^{-2}$  e  $665 \text{ W m}^{-2}$  ( $Q_p = 0,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  a  $1,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), mentre nel secondo volumi compresi tra  $0,2 \text{ m}^3$  a  $359 \text{ m}^3$  vengono trasportati con intensità comprese tra  $19,6 \text{ W m}^{-2}$  e  $34.509 \text{ W m}^{-2}$  ( $Q_p = 0,02 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  a  $26,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Si consideri che lo Strimm Basso si presenta più ripido rispetto al Rio Ussaia (**Tabella 5.2.1**). Quest'ultimo mostra un valore in pendenza superiore a quello del Rio Grigno e del Rio Tolvà, questo potrebbe essere indicativo delle caratteristiche intrinseche dei sistemi confrontati, dove i meccanismi di apporto di sedimento e mobilità del canale sono contrastanti.

La porzione inferiore del grafico è occupata dall'Alto Strimm, dai Rii Grigno e Tolvà. Nel primo i volumi trasportati variano da  $0,1 \text{ m}^3$  a  $1 \text{ m}^3$  cui corrispondono energie spese dal flusso pari a  $71 \text{ W m}^{-2}$  a  $212 \text{ W m}^{-2}$  ( $Q_p = 0,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  a  $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Il Grigno per trasportate volumi compresi tra  $0,1 \text{ m}^3$  a  $41 \text{ m}^3$  spende un'energia compresa tra  $629 \text{ W m}^2$  a  $2.966 \text{ W m}^{-2}$  ( $4,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  e  $19,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Nel Tolvà i volumi trasportati variano da  $0,1 \text{ m}^3$  a  $24 \text{ m}^3$  cui corrispondono energie di  $788 \text{ W m}^{-2}$  e  $12.417 \text{ W m}^{-2}$  ( $1,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  e  $28,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). A parità di energia spesa dalla corrente, l'Alto Strimm trasporta volumi superiori rispetto ai Rii Grigno e Tolvà.

Come nel caso affrontato in Dell'Agnese et al., 2015, qui vengono confrontate due porzioni diverse dello stesso bacino, il Grigno e il Tolvà, e sembrerebbe che i due sistemi presentino una diversa sensibilità geomorfologica al cambiamento (Brunsdon & Thornes; 1979).



**Figura 5.2.5.** Il trasporto volumetrico di fondo (G) viene relazionato alla *specific stream power* ( $\omega^*$ ) posseduta da ciascun sistema messo a confronto (siti trentini e Strimm) durante gli *inter-survey periods* considerati.

**Tabella 5.2.1.** Caratteristiche delle aree di studio in termini di pendenza (S), ampiezza del canale attivo (W), portata di picco ( $Q_p$ ) e parametro di resistenza al flusso ( $D_{84}/d$ ; *relative roughness*).

Sito	S	W [m]	$Q_p$ [ $m^3 s^{-1}$ ]	$D_{84}/d$
Grigno	0.06	3.8	0.6-19.2	0.1
Tolvà	0.08	1.8	0.8-28.5	0.09
Ussaia	0.1/0.2	1.5	0.02-26.4	0.3
Alto Strimm	0.08	3.5	0.3-1.1	0.5
Basso Strimm	0.2	4.0	0.4-1.5	0.1

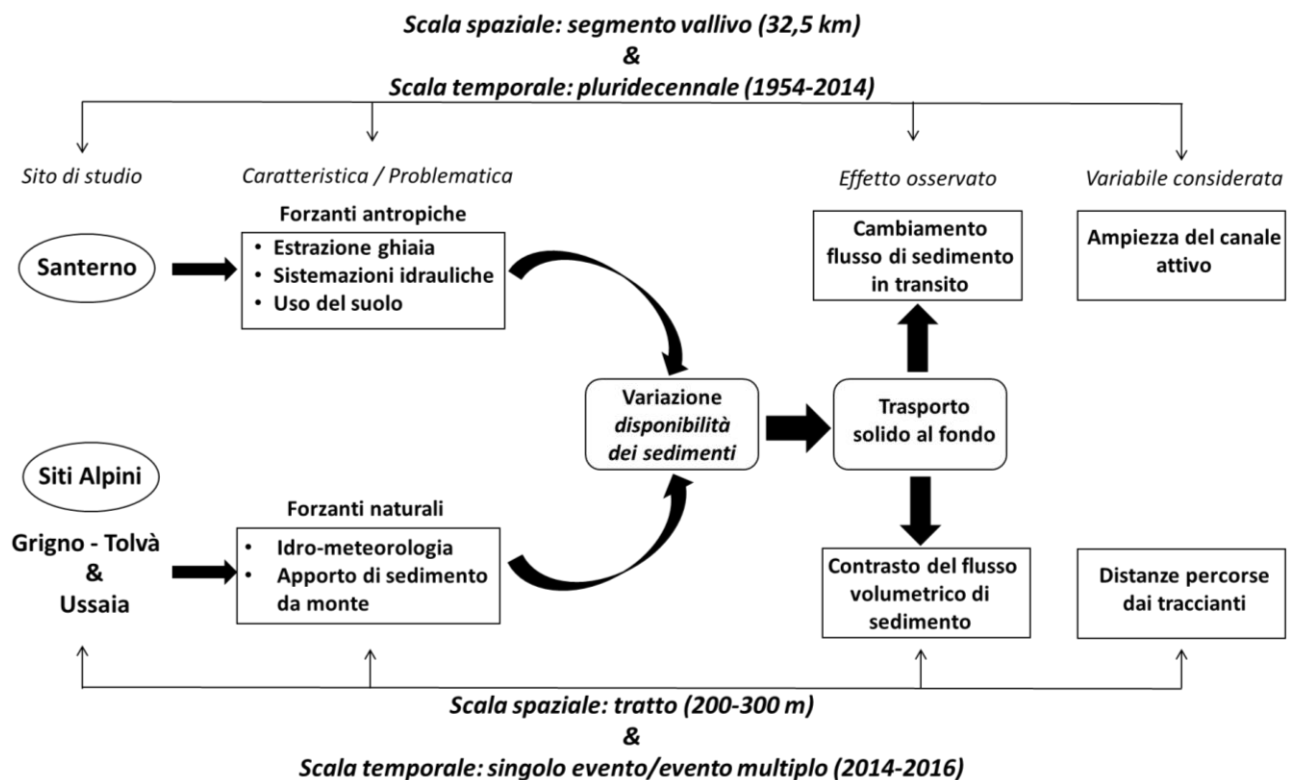
# CAPITOLO 6

## *Conclusioni e Prospettive*

---

Questo lavoro esamina la risposta di sistemi fluviali montani sottoposti a forzanti naturali e antropiche variabili nello spazio e nel tempo, attraverso un approccio multi-scala (**Figura 6.1**). Alla scala del segmento vallivo (32,5 km) e a quella pluridecennale (periodo 1954-2014), si è affrontata un'analisi della variazione planimetrica del canale attivo del Fiume Santerno, Appennino Settentrionale. Alla scala di tratto (200-300 m) e a quella dell'evento idro-meteorologico singolo o multiplo (periodo 2014-2016), si è valutato e contrastato il trasporto solido di fondo nei siti Alpini (sistema Grigno-Tolvà e Rio Ussaia) in funzione delle portate liquide di picco.

Nel dettaglio, è stato verificato come la variazione della disponibilità dei sedimenti nel canale incida sul trasporto solido di fondo. Gli effetti osservati sono stati sostanzialmente due: un cambiamento del flusso di sedimento in transito nel caso del Fiume Santerno, ed analizzato attraverso l'ampiezza del canale attivo; nei casi Alpini, un contrasto del flusso volumetrico di sedimento, che mette in luce le diverse caratteristiche idro-meteorologiche e di sito. Inoltre, il trasporto solido di fondo è stato stimato mediante l'informazione raccolta sullo spostamento dei traccianti (cf. Toro, 2015).



**Figura 6.1.** Schema concettuale che illustra le problematiche/caratteristiche dei siti analizzati, l'effetto osservato per ciascuno di essi e le variabili adottate nell'ambito della tematica di studio.

Le tendenze evolutive dell'ampiezza dell'alveo attivo del Fiume Santerno evidenziano modi e tempi di risposta alle attività storiche estrattive in alveo marcatamente differenti rispetto a quanto documentato in sistemi di pianura non confinati in Italia centrale e settentrionale (e.g. Rinaldi et al., 2005a; Rinaldi et al., 2008; Surian e Rinaldi 2004, Surian et al., 2009). Nello specifico, nel periodo

1954-2008 si osserva una fase di intenso restringimento dell'ampiezza del canale attivo. La causa è stata l'estrazione di ghiaia e sabbia in alveo (periodo 1950-1980), che ha assunto a partire dal dopoguerra un carattere prettamente meccanizzato ed industriale ai danni dello stato di benessere del fiume. L'estrazione di materiale in alveo è terminata nel 1982, con un provvedimento di divieto di scavo, emanato dalla Regione Emilia-Romagna. Successivamente, nel periodo 2008-2014, si alternano zone in allargamento e in restringimento lungo il segmento di studio. Si osserva una parziale fase di recupero morfologico, senza ancora una tendenza univoca all'allargamento. Per alcuni contesti, questa fase incerta di ripresa è stata spiegata in diversi modi (e.g. Rinaldi et al., 2008): a) un tempo di ripresa ancora breve rispetto alla durata del processo di escavazione; b) caratteristiche naturali dell'alveo, quali minore energia e trasporto solido di fondo, che comportano un cambiamento più lento da parte del corso d'acqua. Nel caso del Fiume Santerno, l'erosione ha innescato un processo degradativo dell'alveo quasi irreversibile. In molti tratti, il fiume si trova ancora incassato nel bedrock, occorrerà del tempo per ripristinare un nuovo stato di benessere dell'alveo.

L'impiego di immagini telerilevate ha permesso un'interpretazione diretta della morfologia dell'alveo. La larghezza dell'alveo attivo può essere desunta anche da rilievi topografici o misure dirette durante il rilevamento sul terreno. Questi ultimi due metodi, consentono sicuramente una valutazione speditiva dell'ampiezza dell'alveo, ma non permettono di affrontare una analisi temporale delle variazioni, aspetto garantito, invece, attraverso l'impiego di immagini telerilevate.

L'accuratezza in questo tipo di analisi eseguite in ambiente GIS, tuttavia, "soffre" di problemi legati alla risoluzione delle immagini adoperate, specialmente in quelle storiche (si pensi al volo IGM-G.A.I. del 1954-1955). Inoltre, l'accuratezza nella mappatura dell'alveo dipende dalla scala di lavoro impiegata dall'operatore, e da elementi quali scarpate e zone in ombra, tutti fattori che sono stati percepiti durante il lavoro di mappatura del canale attivo.

Prerogativa futura, nel caso studio del Fiume Santerno, potrebbe essere quella di approfondire la tendenza evolutiva attuale del corso d'acqua mediante acquisizione di nuove immagini telerilevate, al fine di verificare o meno l'accenno di riallargamento osservato nel periodo 2011-2014. Il lavoro svolto rappresenta un valido strumento di interpretazione per supportare, indirizzare e progettare i futuri lavori di monitoraggio sul Fiume Santerno.

Il flusso volumetrico di sedimento è stato quantificato nei tre siti Alpini (sistema Grigno-Tolvà e Ussaia) e contrastato in condizioni idro-meteorologiche eccezionali (2014) ed ordinarie (2015-2016). A tal scopo è stato essenziale il dato delle distanze percorse dai traccianti, acquisito durante una campagna di monitoraggio del trasporto solido (cf. Toro, 2015).

In condizioni idro-meteorologiche eccezionali, i siti di studio rispondono con una maggiore capacità di trasporto del materiale di fondo e con essa aumenta il seppellimento. Diversamente, in



condizioni ordinarie, diminuisce l'energia del trasporto, altrettanto il seppellimento, mentre aumenta la rintracciabilità dei traccianti.

Il transetto longitudinale preso in esame ha permesso di contrastare sistemi dominati da regimi idro-meteorologici differenti: da una parte di tipo pluviale (Valsugana) e dall'altra parte a carattere nivo-pluviale (Val di Sole). Caso estremo è rappresentato dal Rio Strimm, con un regime a prevalenza nivale (Dell'Agnese et al., 2015). I risultati del trasporto solido riflettono questo contrasto in termini di condizioni idro-meteorologiche. Nei tre siti Alpini, gli eventi di pioggia rappresentano la forzante principale responsabile degli spostamenti dei traccianti, invece, quella legata al processo dello scioglimento nivale prevale in Ussaia, rispetto al sistema Grigno-Tolvà.

Il tasso di ritrovamento (65-100%) testimonia l'affidabilità della tecnica del particle tracking attraverso cui acquisire dato utile per una stima quantitativa del flusso volumetrico di fondo. I risultati ottenuti sono in linea con quelli dimostrati da studi precedenti (e.g. Lamarre et al., 2005; Liébault et al., 2009). Rispetto ai metodi tradizionali, per esempio equazioni convenzionali che portano ad una sovrastima del trasporto reale di diversi ordini di grandezza (Rickenmann, 2001), o trappole di sedimento il cui impiego è reso complicato dalle caratteristiche presentate dai torrenti montani (Seiz & Habersack, 2010), la tecnica del particle tracking consente di stimare il trasporto solido in condizioni variabili del flusso, apporto di sedimento e morfologia di canale su scale temporali brevi e a lungo termine (Hassan & Ergenzinger, 2003). Ciò che rende estremamente prezioso questo lavoro, è la difficoltà di acquisizione di dato utile alla stima del trasporto solido negli ambienti dei torrenti montani. In questa ricerca, sulla base dell'esperienza condotta, si può affermare che il dato delle distanze percorse dai traccianti, ha reso bene per una stima quantitativa del trasporto volumetrico di fondo del singolo evento e dell'intero periodo monitorato; allo stesso tempo, consentendo di differenziare il risultato ottenuto per classi di peso e granulometriche.

Inoltre, l'impiego dei traccianti ha permesso di stimare dei valori soglia empirici di innesco e di stabilità del trasporto solido, differenziando le stesse per classi di peso e granulometriche. In generale, le soglie di attivazione nel Rio Ussaia sono inferiori a quelle dei Rii Grigno e Tolvà. Il trasporto di fondo durante idrogrammi di scioglimento nivale necessita di valori soglia (portate di picco) superiori rispetto a quanto accade durante idrogrammi pluvio-indotti.

Tra i lavori futuri si potrebbero investigare in maggiore dettaglio i valori delle soglie di innesco del trasporto solido, cercando di relazionarle ad uno studio topografico di dettaglio dei singoli tratti considerati, al fine di comprendere il modo attraverso cui l'energia si dissipa all'interno del canale e quali sono i fattori inibitori del trasporto nei singoli casi. Il dato del trasporto di fondo è stato campionato in modo continuo nel tempo, questo consentirà in futuro di poter testare ulteriori scenari,

caratterizzati da una diversa frequenza di campionamento del dato del trasporto a disposizione. Si esaminerà la variazione del trasporto di fondo in relazione alla frequenza di campionamento.

## *Appendici*

---

**Appendice A1 (sezione [4.1.3](#))**
**Tabella A1.1** Valori della *mean active channel width* (W) dal 1954 al 2014 (m).

ID TRATTO	W 1954 (m)	W 1969 (m)	W 1976 (m)	W 1988 (m)	W 1996 (m)	W 2008 (m)	W 2011 (m)	W 2014 (m)
1	55.3	47.7	38.9	32.9	38.7	37.8	35.5	38.6
2	41.1	36.5	29.8	30.9	26.9	29.0	25.8	32.9
3	38.8	39.4	29.9	31.7	29.7	25.5	26.6	31.7
4	35.6	36.0	27.1	30.4	25.5	22.6	28.4	31.3
5	40.1	37.0	25.9	28.2	23.9	21.4	26.3	32.2
6	32.1	57.9	24.1	24.7	23.3	20.8	22.5	30.3
7	42.0	33.5	27.2	30.2	27.2	24.4	28.3	33.7
8	46.8	23.3	24.2	29.0	24.1	22.2	25.1	30.5
9	56.2	32.1	26.3	27.1	26.0	23.1	24.1	31.3
10	39.2	26.7	29.4	29.5	20.1	24.1	24.3	27.2
11	38.0	28.4	25.6	26.4	22.5	22.7	23.9	24.3
12	44.0	33.6	29.8	28.8	27.8	24.8	25.5	27.2
13	45.0	36.0	30.5	34.8	30.5	29.0	27.2	31.4
14	47.3	32.4	28.5	28.6	25.1	22.9	23.6	26.2
15	50.8	31.4	33.0	29.3	22.4	21.3	21.8	26.5
16	42.2	29.5	31.2	32.3	25.1	23.8	26.7	28.0
17	41.4	35.7	29.9	32.6	23.0	24.3	27.5	22.1
18	49.8	41.7	42.0	41.4	34.4	36.2	33.8	36.5
19	60.2	47.6	46.4	41.9	24.6	37.5	36.1	38.3
20	47.1	39.4	36.7	38.6	29.0	26.8	29.2	28.1
21	48.5	37.8	34.6	28.8	23.5	24.6	29.4	31.2
22	61.0	43.3	42.6	35.9	22.4	30.0	28.2	33.5
23	54.0	49.2	41.0	32.8	23.5	25.2	30.8	32.6
24	56.1	42.9	30.4	29.2	23.5	26.0	24.2	28.9
25	48.5	38.7	32.1	33.0	27.2	26.7	27.4	26.9
26	50.2	43.8	33.8	31.5	25.8	24.2	26.0	25.8
27	49.4	43.8	39.5	35.8	25.0	28.6	27.1	27.0
28	73.3	58.0	47.1	40.6	31.4	33.2	39.2	37.7
29	80.6	54.7	38.3	35.5	29.9	28.8	24.7	37.0
30	54.7	55.2	46.3	39.4	30.5	35.8	35.1	37.9
31	71.1	52.1	32.4	31.1	30.0	26.9	26.4	27.1
32	59.8	42.8	46.3	35.6	29.6	28.7	27.7	28.4
33	54.5	50.9	39.1	32.4	26.1	26.5	25.0	27.5
34	76.3	51.1	41.3	40.0	24.5	29.6	26.0	30.5
35	79.7	77.0	44.8	37.8	28.7	24.2	24.7	28.8
36	73.0	50.5	33.8	35.2	20.8	21.1	21.5	22.7
37	86.3	57.3	42.8	40.8	33.4	27.5	30.0	34.7
38	69.5	49.4	45.6	45.5	37.8	33.1	33.4	37.3
39	104.3	71.1	38.2	35.3	23.2	22.1	22.3	25.2
40	134.8	51.5	29.5	33.7	21.3	22.8	23.0	24.0
41	216.0	37.5	22.6	35.9	26.7	35.1	31.8	34.7
42	144.9	40.2	24.4	32.7	24.4	27.7	25.8	25.5
43	110.9	36.3	23.9	32.1	22.4	24.9	26.5	23.6
44	141.4	41.7	35.9	39.4	34.4	34.9	38.7	39.3

Tabella A1.2 Variazione della *mean active channel width* (W) dal 1954 al 2014 (m).

ID TRATTO	$\Delta W$ 1954-1969 (m)	$\Delta W$ 1969-1976 (m)	$\Delta W$ 1976-1988 (m)	$\Delta W$ 1996-2008 (m)	$\Delta W$ 2008-2011 (m)	$\Delta W$ 2011-2014 (m)
1	7.6	8.8	6.1	0.8	2.3	-3.1
2	4.6	6.7	-1.1	-2.1	3.2	-7.0
3	-0.6	9.5	-1.8	4.1	-1.0	-5.1
4	-0.4	8.9	-3.3	2.9	-5.8	-2.9
5	3.1	11.1	-2.3	2.5	-4.9	-5.8
6	-25.8	33.8	-0.6	2.5	-1.6	-7.9
7	8.5	6.3	-2.9	2.8	-3.9	-5.4
8	23.5	-0.9	-4.9	1.9	-2.9	-5.4
9	24.1	5.8	-0.8	2.8	-1.0	-7.2
10	12.5	-2.7	-0.1	-4.1	-0.2	-2.9
11	9.6	2.8	-0.8	-0.2	-1.2	-0.4
12	10.4	3.8	1.0	3.0	-0.7	-1.7
13	9.0	5.5	-4.3	1.5	1.8	-4.2
14	14.8	3.9	-0.1	2.2	-0.7	-2.6
15	19.3	-1.5	3.6	1.0	-0.4	-4.7
16	12.7	-1.7	-1.1	1.3	-2.9	-1.3
17	5.7	5.8	-2.7	-1.3	-3.2	5.4
18	8.1	-0.3	0.6	-1.8	2.3	-2.7
19	12.6	1.2	4.4	-13.0	1.4	-2.2
20	7.7	2.7	-2.0	2.2	-2.4	1.1
21	10.7	3.2	5.8	-1.1	-4.8	-1.7
22	17.7	0.7	6.7	-7.6	1.8	-5.3
23	4.8	8.2	8.2	-1.7	-5.6	-1.8
24	13.2	12.5	1.3	-2.5	1.8	-4.6
25	9.8	6.6	-0.9	0.5	-0.6	0.5
26	6.4	10.0	2.3	1.6	-1.7	0.2
27	5.6	4.3	3.7	-3.6	1.5	0.2
28	15.3	10.9	6.5	-1.8	-6.0	1.5
29	25.9	16.4	2.8	1.2	4.1	-12.3
30	-0.6	8.9	6.9	-5.4	0.7	-2.9
31	19.1	19.7	1.3	3.1	0.5	-0.7
32	17.0	-3.5	10.7	0.9	0.9	-0.6
33	3.6	11.8	6.7	-0.4	1.5	-2.5
34	25.3	9.7	1.3	-5.1	3.6	-4.5
35	2.7	32.3	6.9	4.5	-0.5	-4.1
36	22.5	16.8	-1.5	-0.3	-0.4	-1.3
37	29.0	14.5	2.0	6.0	-2.5	-4.7
38	20.0	3.8	0.1	4.6	-0.2	-3.9
39	33.1	32.9	3.0	1.1	-0.2	-2.8
40	83.4	22.0	-4.2	-1.5	-0.2	-1.0
41	178.5	14.9	-13.3	-8.4	3.3	-2.9
42	104.7	15.8	-8.3	-3.3	1.9	0.3
43	74.6	12.3	-8.1	-2.5	-1.5	2.8
44	99.7	5.8	-3.5	-0.5	-3.7	-0.7

Tabella A1.3 Variazione della *mean active channel width* (W) dal 1954 al 2014 (%).

ID TRATTO	$\Delta W$ 1954-1969 (%)	$\Delta W$ 1969-1976 (%)	$\Delta W$ 1976-1988 (%)	$\Delta W$ 1996-2008 (%)	$\Delta W$ 2008-2011 (%)	$\Delta W$ 2011-2014 (%)
1	13.7	18.4	15.6	2.1	6.0	-8.7
2	11.3	18.5	-3.8	-7.9	10.9	-27.2
3	-1.5	24.0	-6.0	13.9	-4.1	-19.2
4	-1.1	24.8	-12.1	11.3	-25.4	-10.4
5	7.8	29.9	-8.9	10.6	-23.0	-22.2
6	-80.3	58.4	-2.5	10.7	-7.8	-35.0
7	20.2	18.8	-10.8	10.5	-16.1	-19.1
8	50.2	-3.8	-20.1	7.9	-13.0	-21.6
9	42.9	18.0	-3.1	10.9	-4.2	-30.0
10	31.9	-10.1	-0.3	-20.3	-0.8	-11.9
11	25.2	9.8	-3.1	-0.9	-5.2	-1.5
12	23.6	11.3	3.3	10.8	-2.8	-6.7
13	19.9	15.3	-14.0	4.8	6.2	-15.5
14	31.4	12.0	-0.3	8.8	-3.1	-11.2
15	38.1	-4.8	11.0	4.6	-2.0	-21.8
16	30.0	-5.8	-3.6	5.0	-12.3	-4.9
17	13.7	16.3	-9.1	-5.6	-13.4	19.6
18	16.3	-0.8	1.4	-5.1	6.5	-7.9
19	21.0	2.5	9.5	-52.7	3.8	-6.1
20	16.4	6.9	-5.3	7.6	-9.1	3.9
21	22.1	8.4	16.8	-4.7	-19.6	-5.9
22	29.1	1.6	15.7	-34.2	6.1	-18.8
23	8.8	16.7	20.1	-7.1	-22.3	-5.9
24	23.6	29.1	4.2	-10.7	6.9	-19.1
25	20.1	17.1	-2.8	1.8	-2.4	1.8
26	12.8	22.9	6.8	6.1	-7.1	0.6
27	11.3	9.9	9.4	-14.4	5.2	0.6
28	20.9	18.8	13.7	-5.6	-18.1	3.8
29	32.1	29.9	7.3	3.9	14.1	-49.7
30	-1.0	16.1	14.9	-17.6	2.1	-8.2
31	26.8	37.9	3.9	10.4	1.9	-2.7
32	28.4	-8.1	23.1	3.1	3.3	-2.3
33	6.7	23.2	17.2	-1.5	5.7	-10.2
34	33.1	19.1	3.1	-20.9	12.2	-17.3
35	3.4	41.9	15.5	15.8	-2.2	-16.8
36	30.8	33.2	-4.4	-1.4	-1.7	-6.0
37	33.6	25.3	4.8	17.8	-9.1	-15.8
38	28.9	7.7	0.2	12.3	-0.7	-11.7
39	31.8	46.2	7.8	4.8	-0.9	-12.8
40	61.8	42.7	-14.2	-7.0	-1.1	-4.2
41	82.6	39.7	-58.8	-31.4	9.4	-9.1
42	72.3	39.3	-34.2	-13.4	6.8	1.1
43	67.3	34.0	-34.0	-11.3	-6.1	10.7
44	70.5	13.9	-9.8	-1.5	-10.7	-1.8

**Tabella A1.4.** Valori della ampiezza media del canale attivo standardizzata rispetto al valore massimo del 1954 registrato nel Fiume Santerno.

Santerno	W/Wmax 1969	W/Wmax 1976	W/Wmax 1988	W/Wmax 1996	W/Wmax 2008	W/Wmax 2011	W/Wmax 2014
<b>Confinato</b>	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7
<b>Semiconfinato</b>	0.8	0.6	0.6	0.4	0.5	0.5	0.5
<b>Non confinato</b>	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2

**Tabella A1.5.** Valori dell'ampiezza media del canale attivo standardizzata rispetto al valore massimo registrato nel periodo di studio per alcuni dei fiumi tra quelli presentati in Surian et al. (2009).

Fiume		W/Wmax 1950	W/Wmax 1990	W/Wmax 2007
<b>Cellina</b>		0.9	0.6	0.9
	<b>Sup</b>	0.9	0.6	0.9
<b>Trebbia</b>	<b>Interm</b>	0.8	0.5	0.9
	<b>Inf</b>	0.9	0.4	0.9
	<b>Sup</b>	0.8	0.5	0.8
<b>Panaro</b>	<b>Interm</b>	0.7	0.5	1.0
	<b>Inf</b>	0.6	0.7	0.7
	<b>Sup</b>	0.7	0.6	0.8
<b>Magra</b>	<b>Interm</b>	0.6	0.6	0.7
	<b>Inf</b>	0.7	0.6	0.9

**Tabella A1.6.** Cambiamenti in ampiezza (m e %) osservati durante la II e III fase di aggiustamento morfologico rispettivamente per la zona superiore, intermedia ed inferiore del segmento di alcuni dei corsi d'acqua considerati da Surian et al. (2009).

Fiume	Zona	II fase (1950-1980/1990)		III fase (1980/1990-2000/2007)	
		(m)	(%)	(m)	(%)
<b>Cellina</b>	<b>no spec.</b>	-310	-38	39	5
	<b>Sup</b>	-105	-37	34	12
<b>Trebbia</b>	<b>Interm</b>	-482	-53	79	9
	<b>Inf</b>	-363	-65	33	6
	<b>Sup</b>	-113	-44	0.8	0.4
<b>Panaro</b>	<b>Interm</b>	-192	-50	-8	-2
	<b>Inf</b>	-86	-34	5.9	3
	<b>Sup</b>	-120	-37	37	12
<b>Magra</b>	<b>Interm</b>	-279	-43	15	3
	<b>Inf</b>	-324	-41	-41	-6

Appendice A2 (sezione [3.2.3.1](#))

Tabella A2.1. Classi granulometriche dei traccianti rilasciati nei tre siti di studio.

Classe granulometrica	G1	G2	G3	G4	G5	
Range asse intermedio (mm)	32-45	45-64	64-90	90-128	> 128	
T. Grigno	n	52	55	51	53	0
	%	24.6	26.1	24.2	25.1	0
T. Tolvà	n	45	44	46	62	2
	%	22.6	22.1	23.1	31.2	1
T. Ussaia	n	60	70	72	69	30
	%	19.9	23.3	23.9	22.9	10

Tabella A2.2. Classi di peso dei traccianti impiegati nei tre siti di studio.

Classe di peso	W1	W2	W3	W4	W5	W6	
Range di peso (g)	<177	177-316	316-512	512-1000	1000-1770	> 1770	
T. Grigno	n	50	30	30	40	28	33
	%	23.7	14.2	14.2	19	13.3	15.6
T. Tolvà	n	47	18	27	35	33	39
	%	23.6	9	13.6	17.6	16.6	19.6
T. Ussaia	n	58	31	41	41	45	85
	%	19.3	10.3	13.6	13.6	15	28.2

Tabella A2.3. Date di rilascio dei traccianti e quantità suddivise per valore dell'asse intermedio per i tre siti di studio.

Sito	Data di rilascio	N	Asse intermedio (mm)	Peso (g)	Spaziatura (m)
			Min - Max	Min - Max	
T. Grigno	04/12/2013	110	31-128	95-3697	5
	31/07/2014	20	39-104	99-1613	
	07/12/2014	32	37-116	121-2974	
	01/06/2016	49	41-124	92-3055	
<b>Totale</b>		211	31-128	92-3697	
T. Tolvà	24/07/2014	98	36-128	88-3710	5
	06/12/2014	52	35-126	99-2572	
	01/06/2016	49	38-145	118-3000	
<b>Totale</b>		199	35-145	88-3710	
T. Ussaia	12/04/2014	110	8-128	107-4004	2
	30/04/2015	119	35-149	116-2955	
	09/05/2016	22	134-273	3561-13400	
	27/05/2016	50	37-123	86-2876	
<b>Totale</b>		301	8-273	86-13400	



**Tabella A2.4.** Date di rilascio dei traccianti e relativa numerosità impiegata per classi granulometriche nei tre siti di studio.

Sito	Data di rilascio	Clasti	Classe granulometrica (mm)				
			45	64	90	128	> 128
T. Grigno	04/12/2013	110	27	29	29	25	0
	31/07/2014	20	7	5	4	4	0
	07/12/2014	32	8	7	9	8	0
	01/06/2016	49	10	14	9	16	0
	<b>Totale</b>	211	52	55	51	53	0
T. Tolva	24/07/2014	98	18	25	22	33	0
	06/12/2014	52	14	10	7	21	0
	01/06/2016	49	13	9	17	8	2
	<b>Totale</b>	199	45	44	46	62	2
T. Ussaia	12/04/2014	110	26	23	28	33	0
	30/04/2015	119	22	34	31	24	8
	09/05/2016	22	0	0	0	0	22
	27/05/2016	50	12	13	13	12	0
	<b>Totale</b>	301	60	70	72	69	30

**Tabella A2.5.** Rilievi effettuati sul torrente Grigno e relativi valori di portata massima registrati in ciascun *inter-survey period*. Quest'ultimi sono classificati in *bedload* o *no bedload* e in base al regime idrologico dominante.

ID rilievo	Data	Regime	Q max	Trasporto
T. Grigno	rilievo	idrolog.	(m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	
01	16/04/14	Nivale	2.8	V
02	29/04/14	Nivale	2.8	X
03	05/05/14	Nivale	2.6	V
04	25/05/14	Nivale	2.9	V
05	01/07/14	Misto	8.4	V
06	18/07/14	Pioggia	3.9	V
07	31/07/14	Pioggia	9.7	V
08	29/08/14	Pioggia	10.7	V
09	23/09/14	Pioggia	3.4	X
10	18/10/14	Pioggia	3.1	V
11	25/11/14	Pioggia	19.2	V
12	14/04/15	Pioggia	3.7	X
13	14/05/15	Misto	1.9	V
14	25/05/15	Misto	3.4	X
15	25/06/15	Pioggia	4.1	V
16	28/07/15	Pioggia	1.2	X
17	19/09/15	Pioggia	11.9	V
18	21/10/15	Pioggia	3.9	V
19	19/04/16	Pioggia	2.1	V

20	16/05/16	Pioggia	2.5	V
21	26/05/16	Pioggia	1	X
22	01/06/16	Pioggia	2.8	X
23	19/07/16	Pioggia	3.4	V
24	02/08/16	Pioggia	0.6	V
25	26/08/16	Pioggia	2.5	V
26	18/10/16	Pioggia	6.5	V
27	10/11/16	Pioggia	1.6	V

**Tabella A2.6.** Rilievi effettuati sul torrente Tolvà e relativi valori di portata massima registrati in ciascun *inter-survey period*. Quest'ultimi sono classificati in *bedload* o *no bedload* e in base al regime idrologico dominante.

ID rilievo T. Tolvà	Data rilievo	Regime idrolog.	Q max (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Trasporto
01	28/07/14	Pioggia	4	V
02	19/08/14	Pioggia	8	V
03	29/08/14	Pioggia	0.9	X
04	23/09/14	Pioggia	1.3	X
05	21/10/14	Pioggia	1.1	V
06	27/11/14	Pioggia	28.5	V
07	15/04/15	Pioggia	6.2	V
08	14/05/15	Misto	1	V
09	25/05/15	Misto	1.1	V
10	25/06/15	Pioggia	0.9	X
11	28/07/15	Pioggia	0.3	X
12	19/09/15	Pioggia	4.3	V
13	20/10/15	Pioggia	1.9	V
14	19/04/16	Pioggia	0.8	V
15	16/05/16	Misto	1.3	V
16	26/05/16	Nivale	0.6	X
17	01/06/16	Pioggia	1.2	X
18	18/07/16	Pioggia	4.1	V
19	02/08/16	Pioggia	0.9	X
20	26/08/16	Pioggia	0.9	X
21	20/10/16	Pioggia	1.8	V
22	09/11/16	Pioggia	1.5	V

**Tabella A2.7.** Rilievi effettuati sul Rio Ussaia e relativi valori di portata massima registrati in ciascun *inter-survey period*. Quest'ultimi sono classificati in *bedload* o *no bedload* e in base al regime idrologico dominante.

ID rilievo T. Ussaia	Data rilievo	Regime idrolog.	Q max (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Trasporto
01	29/04/14	Nivale	0.6	V
02	06/05/14	Nivale	1	V
03	03/06/14	Nivale	1.2	V
04	30/06/14	Misto	0.6	V
05	11/07/14	Pioggia	0.2	V
06	27/07/14	Pioggia	0.4	V
07	18/08/14	Pioggia	0.4	V
08	08/11/14	Pioggia	26.4	V
09	19/05/15	Misto	0.3	V
10	26/05/15	Misto	0.4	V
11	18/06/15	Pioggia	0.2	V
12	29/07/15	Pioggia	0.03	X
13	18/08/15	Pioggia	0.1	X
14	28/08/15	Pioggia	0.07	X
15	15/09/15	Pioggia	2.1	V
16	25/09/15	Pioggia	0.3	V
17	22/10/15	Pioggia	0.3	V
18	18/04/16	Nivale	0.07	V
19	17/05/16	Nivale	0.4	V
20	27/05/16	Pioggia	0.3	V
21	18/06/16	Pioggia	0.5	V
22	20/07/16	Pioggia	0.2	V
23	01/08/16	Pioggia	0.04	V
24	06/08/16	Pioggia	0.03	V
25	26/08/16	Pioggia	0.06	V
26	17/10/16	Pioggia	0.02	V
27	08/11/16	Pioggia	0.03	X

Tabella A2.8. Caratteristiche dei rilievi del Rio Grigno, associati ad eventi di trasporto.

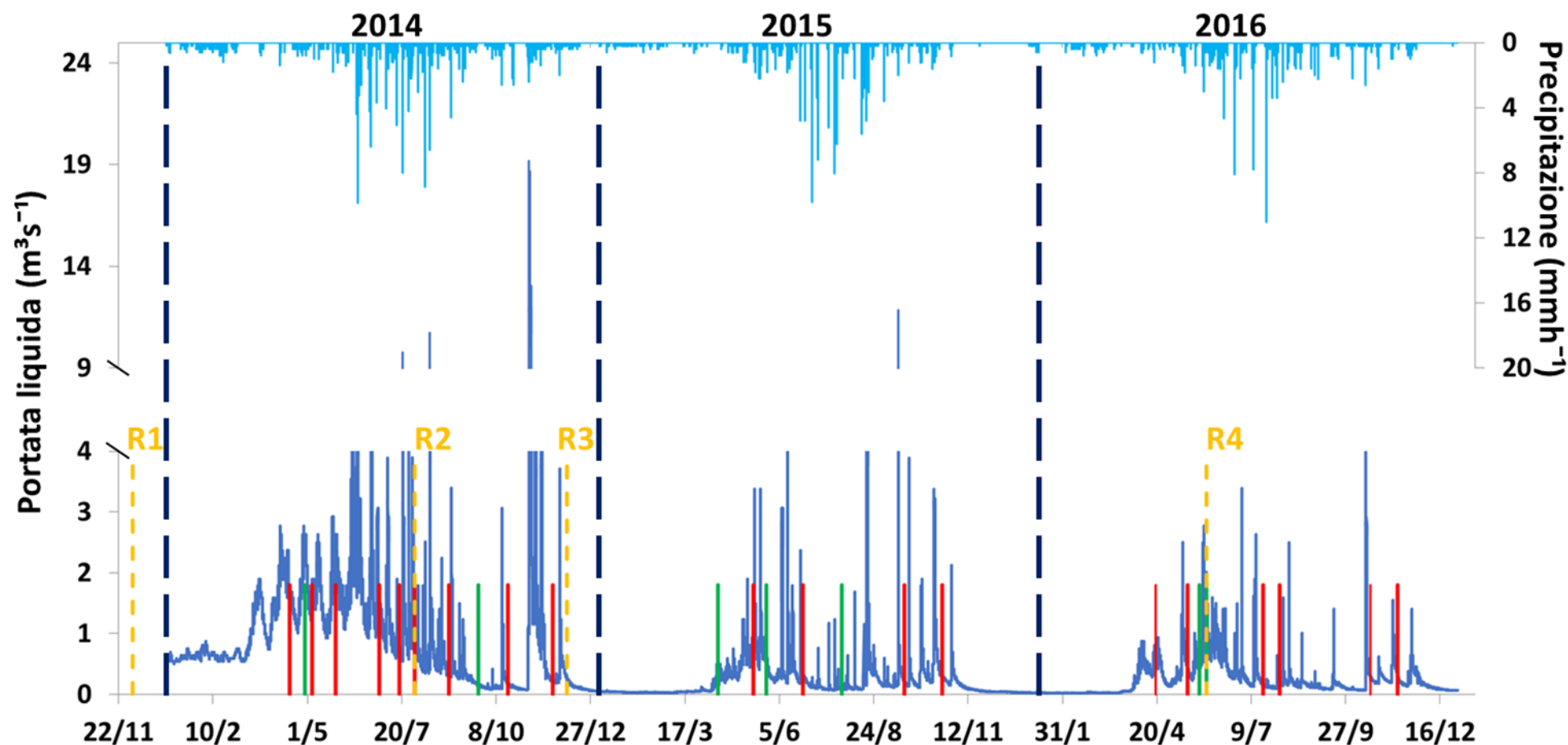
ID rilievo Rio Grigno	Data rilievo	Regime idrolog.	Q max (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	N clasti rilasciati	N clasti spostati	Classi G spostate	Classi W spostate	Tasso seppel. (%)	Tasso ritrovam. (%)
01	16/04/14	Nivale	2.8	110	5	G1-G4	W1,W3,W4,W6	0.9	98.2
02	05/05/14	Nivale	2.6	110	5	G1-G4	W1,W3,W4,W6	0.9	99.1
03	25/05/14	Nivale	2.9	110	14	G1-G4	W1-W4,W6	0	83.6
04	01/07/14	Misto	8.4	110	19	G1-G4	W1-W6	0	68.2
05	18/07/14	Pioggia	3.9	110	24	G1-G4	W1-W6	1.9	98.2
06	31/07/14	Pioggia	9.7	110	46	G1-G4	W1-W6	2.8	98.2
07	29/08/14	Pioggia	10.7	130	73	G1-G4	W1-W6	15.8	97.7
08	18/10/14	Pioggia	3.1	130	22	G1-G4	W1-W6	28.4	97.7
09	25/11/14	Pioggia	19.2	130	94	G1-G4	W1-W6	51.8	90.8
10	14/05/15	Misto	1.9	162	7	G1,G3,G4	W1-W4,W6	0	92.6
11	25/06/15	Pioggia	4.1	162	4	G1-G3	W1, W2, W4	3.1	92.6
12	19/09/15	Pioggia	11.9	162	42	G1-G4	W1-W6	6.6	93.8
13	21/10/15	Pioggia	3.9	162	26	G1-G4	W1-W6	42.3	96.3
14	19/04/16	Pioggia	2.1	162	7	G1-G4	W1-W6	42.3	96.3
15	16/05/16	Misto	2.5	162	7	G1-G4	W1-W5	40.4	96.3
16	19/07/16	Pioggia	3.4	211	45	G1-G4	W1-W6	31.9	98.1
17	02/08/16	Pioggia	0.6	211	8	G1-G4	W1-W4, W6	32.9	98.1
18	26/08/16	Pioggia	2.5	211	4	G1,G3,G4	W1-W4, W6	33.3	98.1
19	18/10/16	Pioggia	6.5	211	41	G1-G4	W1-W6	22.7	98.1
20	10/11/16	Pioggia	1.6	211	27	G1-G4	W1-W6	28.5	98.1

Tabella A2.9. Caratteristiche dei rilievi del Rio Tolvà associati ad eventi di trasporto.

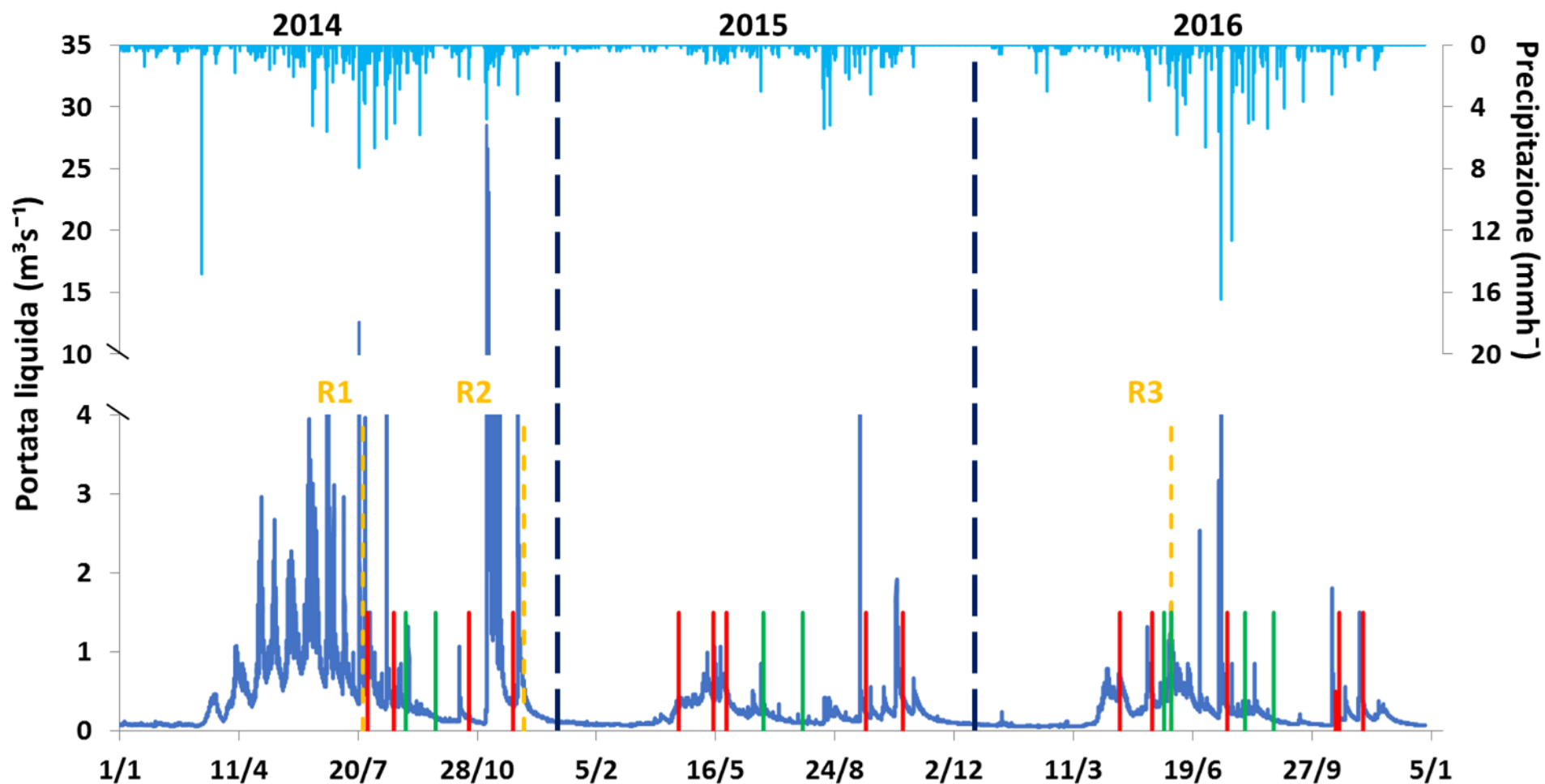
ID rilievo Rio Tolvà	Data rilievo	Regime idrolog.	Q max (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	N clasti rilasciati	N clasti spostati	Classi G spostate	Classi W spostate	Tasso seppel. (%)	Tasso ritrovam. (%)
01	28/07/14	Pioggia	4	98	21	G1-G4	W1-W6	0	100
02	19/08/14	Pioggia	8.1	98	24	G1-G4	W1-W6	2	100
03	21/10/14	Pioggia	1.1	98	18	G1-G4	W1-W6	3.1	100
04	27/11/14	Pioggia	28.5	98	74	G1-G4	W1-W6	51.3	79.6
05	15/04/15	Pioggia	6.2	150	9	G1-G4	W1,W2,W4-W6	32.4	90.7
06	14/05/15	Misto	1	150	7	G1-G4	W1, W3-W6	32.4	90.7
07	25/05/15	Misto	1.1	150	4	G1, G4	W1, W5	33.1	90.7
08	19/09/15	Pioggia	4.3	150	31	G1-G4	W1-W6	28.3	92
09	20/10/15	Pioggia	1.9	150	35	G1-G4	W1-W6	25	93.3
10	19/04/16	Pioggia	0.8	150	13	G1, G3, G4	W1, W3-W6	26.4	93.3
11	16/05/16	Misto	1.3	150	4	G1-G3	W1, W3, W6	27.1	93.3
12	18/07/16	Pioggia	4.1	200	32	G1-G4	W1-W6	20.5	95
13	20/10/16	Pioggia	1.8	200	17	G1-G4	W1-W6	19.5	95
14	06/11/16	Pioggia	1.5	200	11	G1,G3,G4	W1,W2,W4-W6	20	95

**Tabella A2.10.** Caratteristiche dei rilievi del Rio Ussaia, associati ad eventi di trasporto.

ID rilievo Rio Ussaia	Data rilievo	Regime idrolog.	Q max (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	N clasti rilasciati	N clasti spostati	Classi G spostate	Classi W spostate	Tasso seppel. (%)	Tasso ritrovam. (%)
01	29/04/14	Nivale	0.6	110	16	G1-G4	W1-W6	0	100
02	06/05/14	Nivale	1	110	13	G1-G4	W1-W3, W5, W6	16.4	100
03	03/06/14	Nivale	1.2	110	67	G1-G4	W1-W6	11	100
04	30/06/14	Misto	0.6	110	10	G1-G4	W1-W3, W5, W6	18.3	94.6
05	11/07/14	Pioggia	0.2	110	26	G1-G4	W1-W6	26.4	100
06	27/07/14	Pioggia	0.4	110	31	G1-G4	W1-W6	29.4	99.1
07	18/08/14	Pioggia	0.4	110	19	G1-G4	W1-W6	46.4	100
08	20/10/14	Pioggia	--	110	13	G1-G4	W1-W5	46.4	100
09	08/11/14	Pioggia	26.4	110	45	G1-G4	W1-W6	33.9	99.1
10	19/05/15	Misto	0.3	229	35	G1-G4	W1-W5	20.2	99.6
11	26/05/15	Misto	0.4	229	19	G1-G5	W1-W6	21.9	99.6
12	18/06/15	Pioggia	0.2	229	7	G2, G3, G4	W1, W3, W4, W6	22.4	99.6
13	15/09/15	Pioggia	2.1	229	40	G1-G4	W1-W6	30.5	96.1
14	25/09/15	Pioggia	0.3	229	20	G1-G5	W1-W4, W6	32.4	95.6
15	22/10/15	Pioggia	0.3	229	28	G1-G5	W1-W6	32.4	95.6
16	18/04/16	Nivale	0.07	229	32	G1-G5	W1-W6	32.7	96.1
17	17/05/16	Nivale	0.4	251	31	G1-G5	W1-W6	28	96.4
18	27/05/16	Pioggia	0.3	301	13	G1-G5	W2, W5, W6	23.6	97
19	18/06/16	Pioggia	0.5	301	33	G1-G5	W1-W6	25.3	97
20	20/07/16	Pioggia	0.2	301	9	G1-G5	W1, W3-W6	31.5	97
21	01/08/16	Pioggia	0.04	301	18	G1-G4, G5	W1-W6	34.6	97
22	06/08/16	Pioggia	0.03	301	12	G1-G5	W1, W3-W6	33.9	97
23	26/08/16	Pioggia	0.06	301	3	G1, G2, G4	W2, W6	33.9	97
24	17/10/16	Pioggia	0.02	301	9	G1-G4	W1, W2, W4	34.6	97

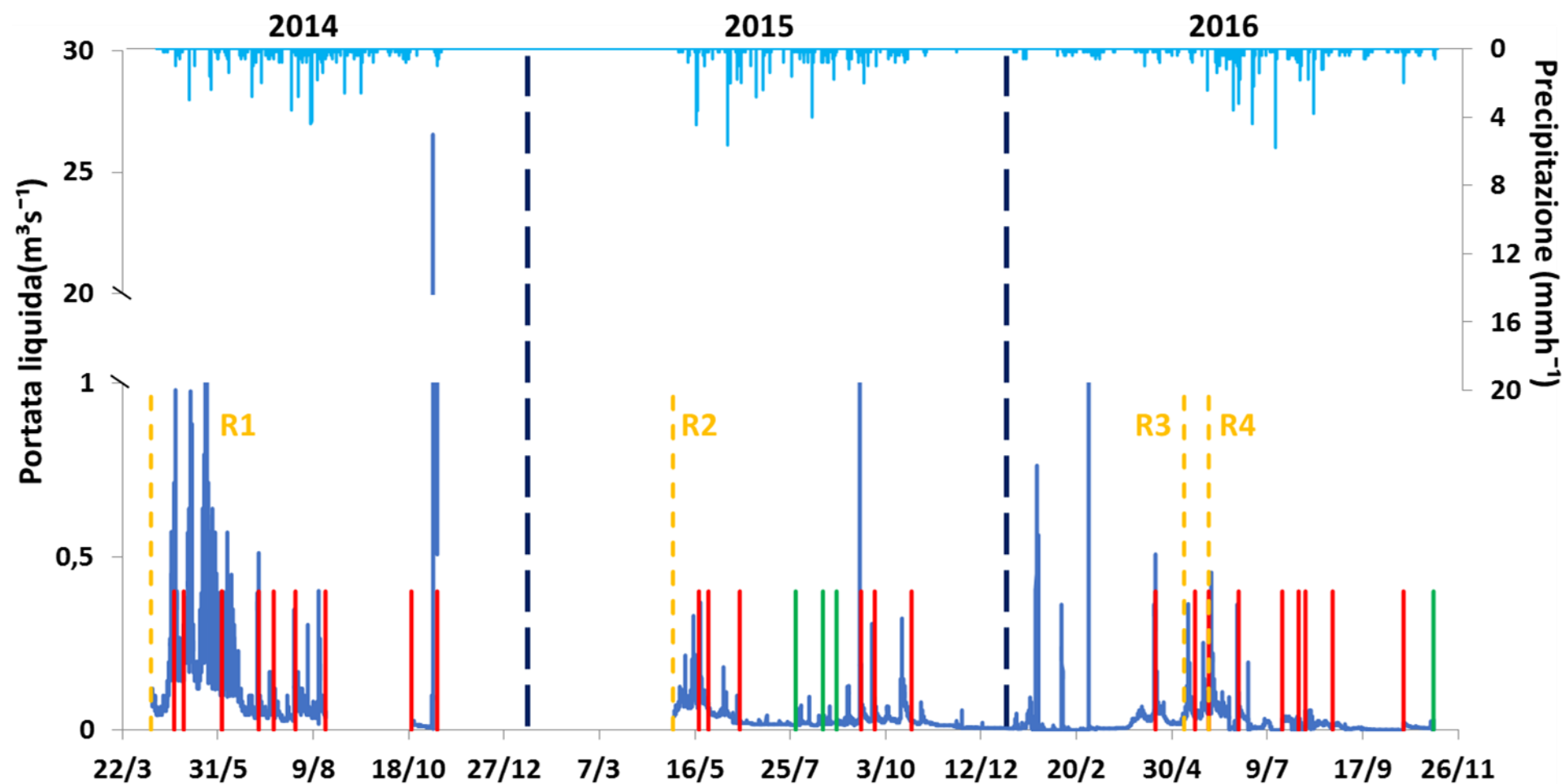


**Figura A2.1.** Distribuzione temporale (periodo 2014-2016) dei rilievi (barre rosse e verdi) effettuati per il monitoraggio del trasporto solido nel Rio Grigno in relazione all'andamento delle precipitazioni (barre azzurre) e della portata liquida (curva blu). Le barre rosse indicano rilievi associati al *bedload transport*, barre verdi rilievi relativi al *no bedload transport* ed infine in giallo eventi di rilascio dei traccianti.

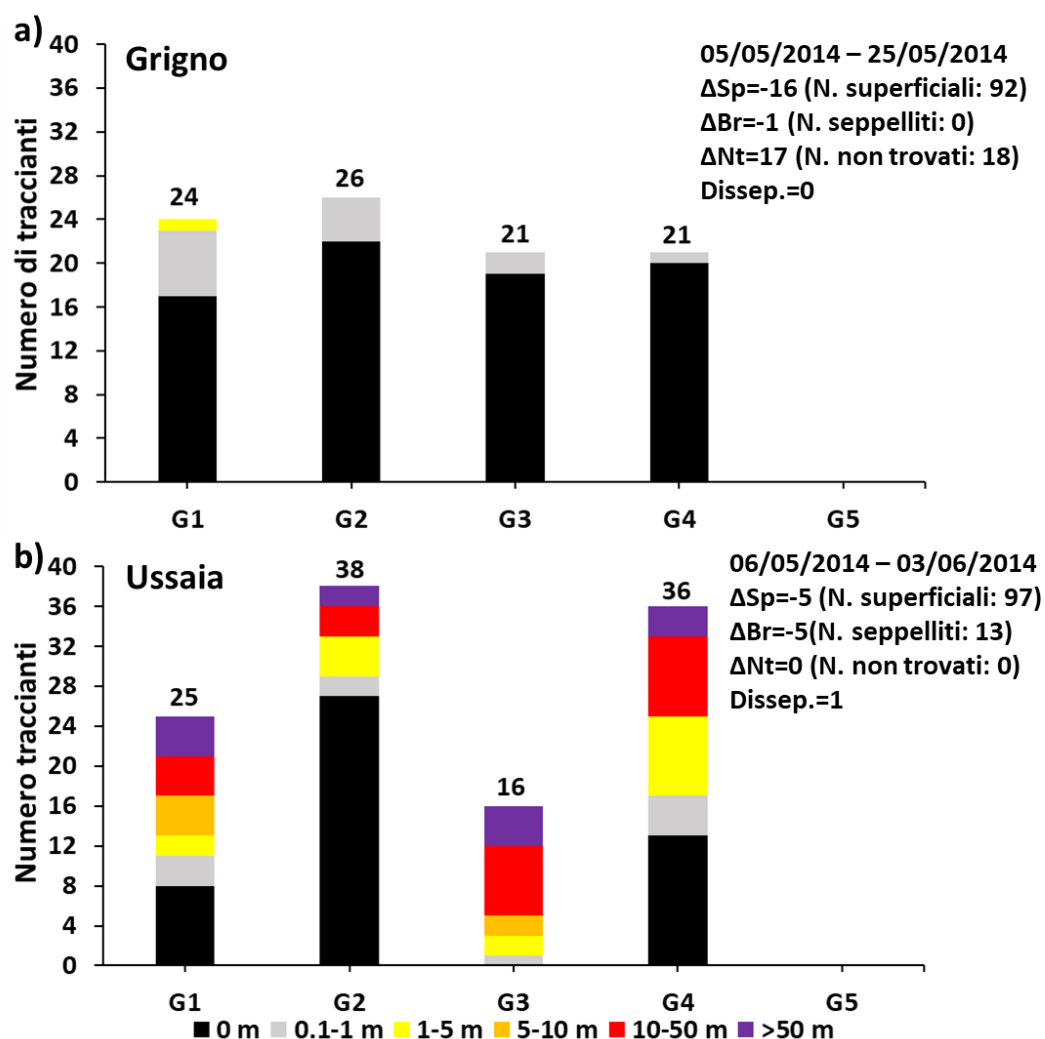


**Figura A2.2.** Distribuzione temporale (2014-2016) dei rilievi (barre rosse e verdi) effettuati per il monitoraggio del trasporto solido nel Rio Tolvà in relazione all'andamento delle precipitazioni (barre azzurre) e della portata liquida (curva blu). Le barre rosse indicano rilievi associati al *bedload transport*, barre verdi rilievi relativi al *no bedload transport* ed infine in giallo eventi di rilascio dei traccianti.

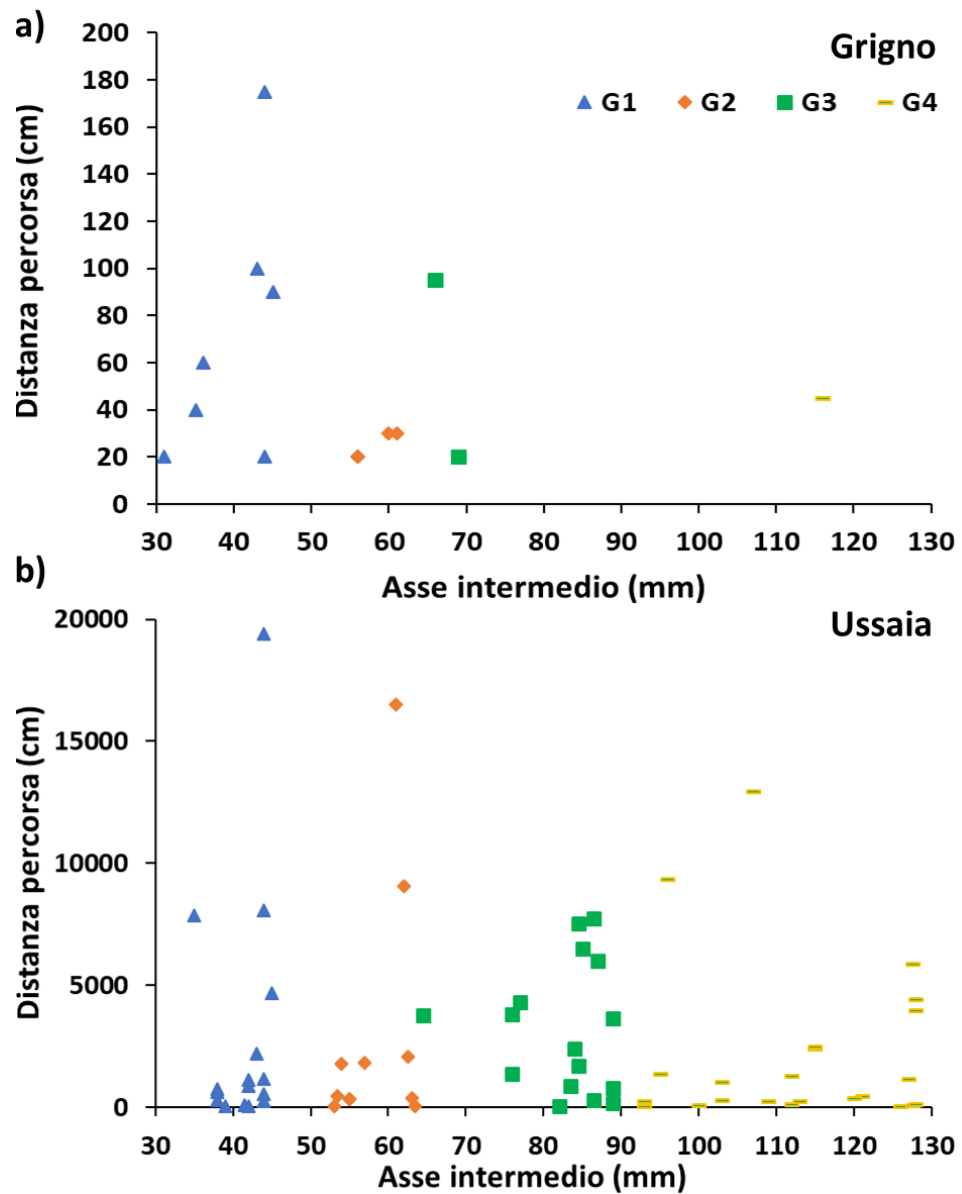




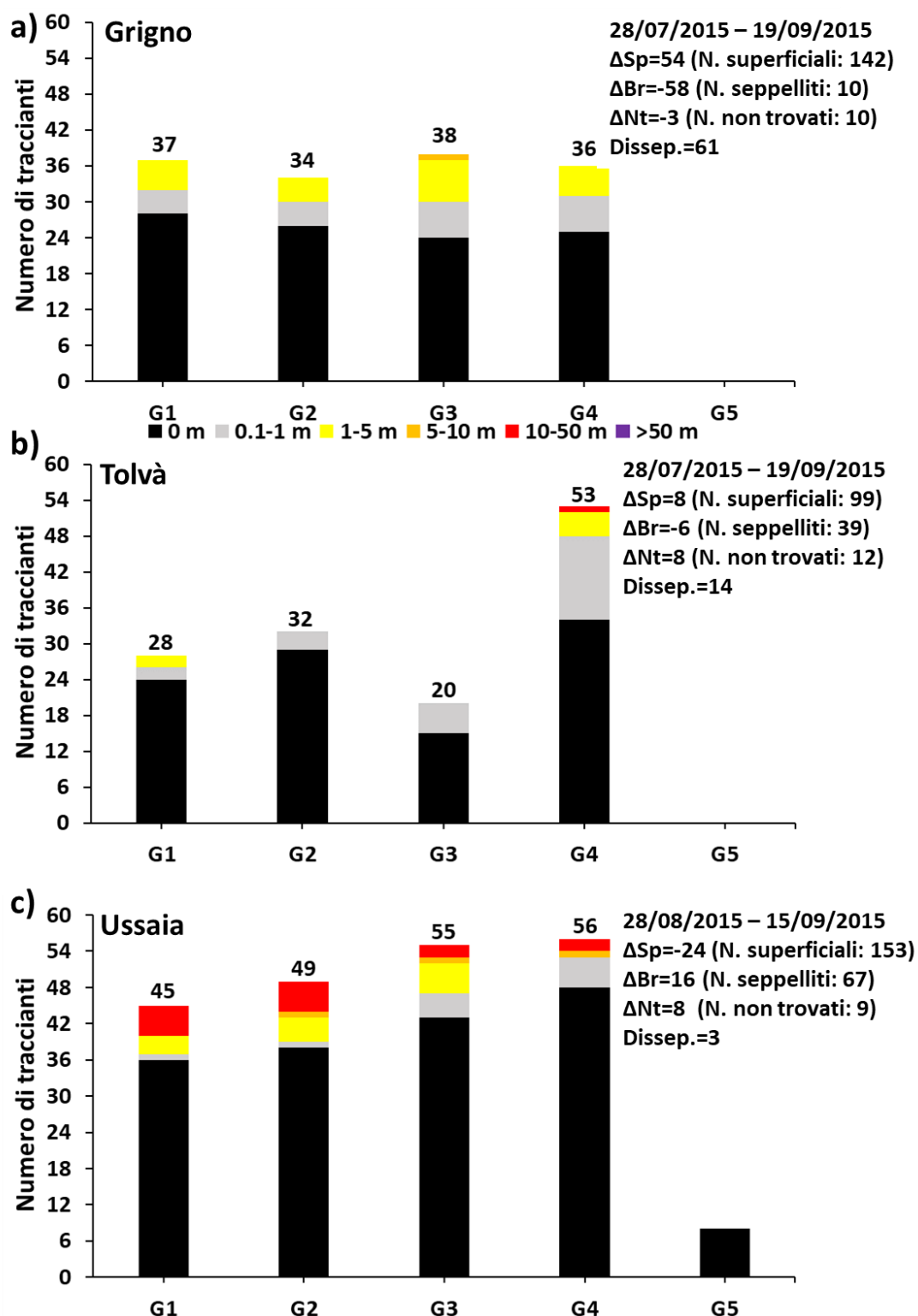
**Figura A2.3.** Distribuzione temporale (2014-2016) dei rilievi (barre rosse e verdi) effettuati per il monitoraggio del trasporto solido nel Rio Ussaia in relazione all'andamento delle precipitazioni (barre azzurre) e della portata liquida (curva blu). Le barre rosse indicano rilievi associati a *bedload transport*, barre verdi rilievi associati al *no bedload transport* ed infine in giallo eventi di rilascio dei traccanti.

Appendice A3 (sezione [4.2.2](#))

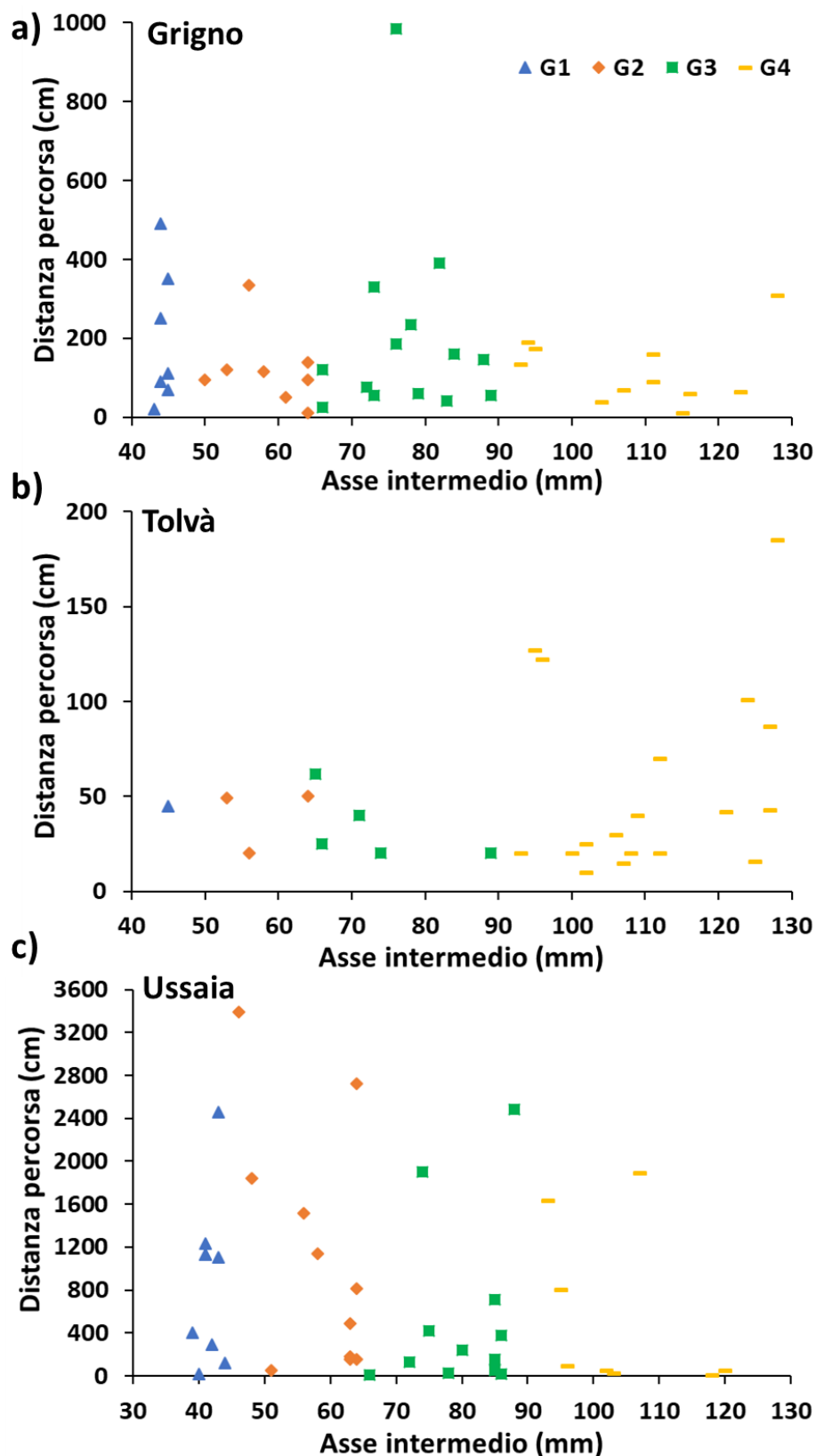
**Figura A3.1.** Diagramma a barre impilate illustrante la distribuzione in frequenza delle distanze percorse dai traccianti secondo 5 classi granulometriche (G1, G2, G3, G4 e G5), per un inter-survey period classificato come nivale (evento idro-meteorologico relativo al 22-23 Maggio 2014) per due siti di studio: **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Ussaia. Le distanze percorse sono raggruppate in 5 classi di spostamento: 0, 0.1-1, 1-5, 5-10, 10-50, > 50 m. I numeri sopra le barre indicano la quantità di traccianti rilasciati fino a quel momento, esclusi quelli dispersi, per quella classe. Per ciascun plot sono riportate informazioni relative all'inter-survey period di riferimento: dati relativi al cambiamento dei clasti superficiali ( $\Delta Sp$ ), seppelliti ( $\Delta Br$ ), e smarriti ( $\Delta Nt$ ) rispetto all'inter-survey period che lo precede, dove tra parentesi sono indicati i valori complessivi del periodo di riferimento; infine il disseppellimento.



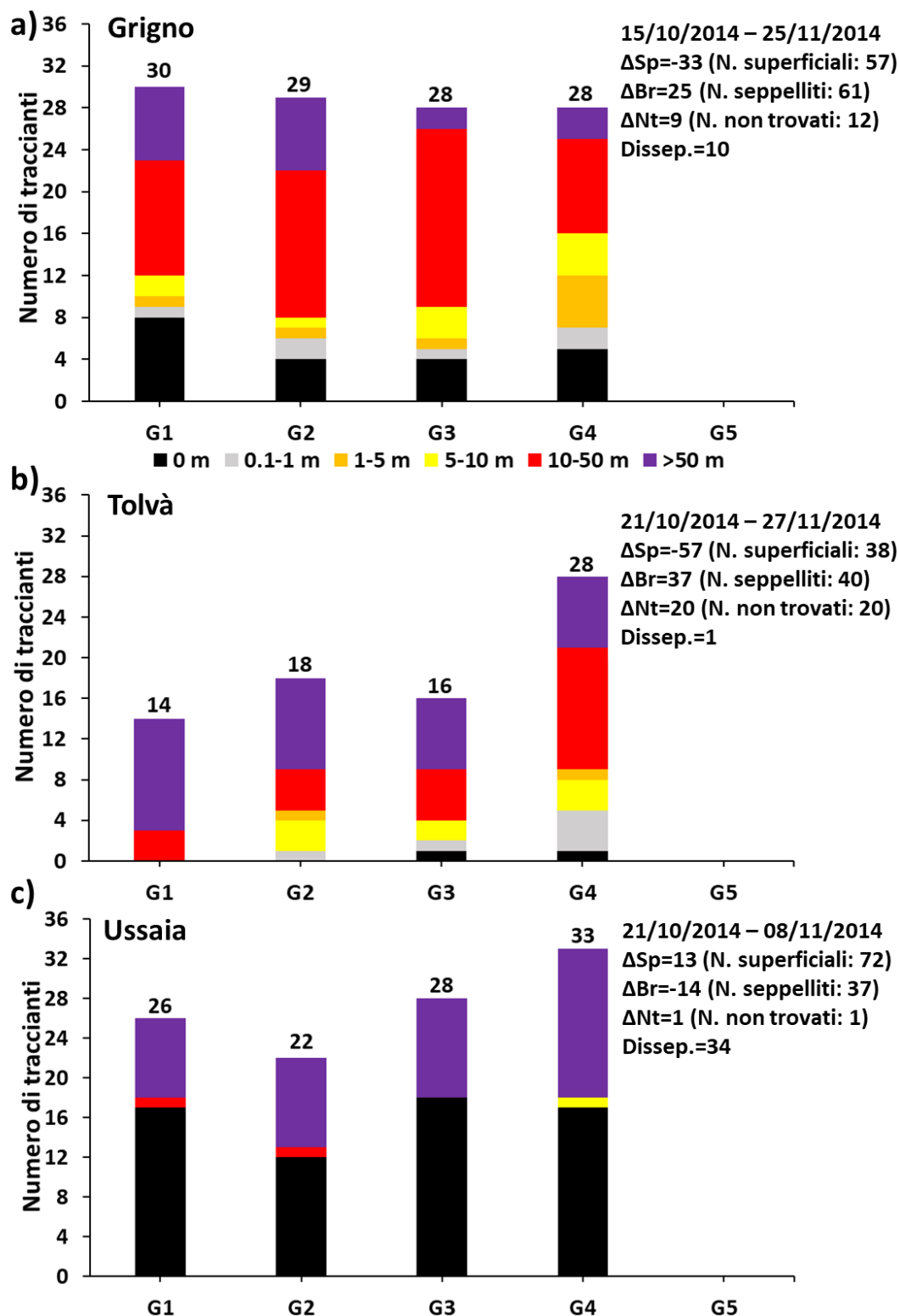
**Figura A3.2.** Distribuzione della distanza percorsa dai traccianti in funzione del loro peso (classi: W1, W2, W3, W4, W5 e W6), durante un *inter-survey period* classificato come nivale (evento idro-meteorologico relativo al 22-23 Maggio 2014) per due siti di studio: **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Ussaia.



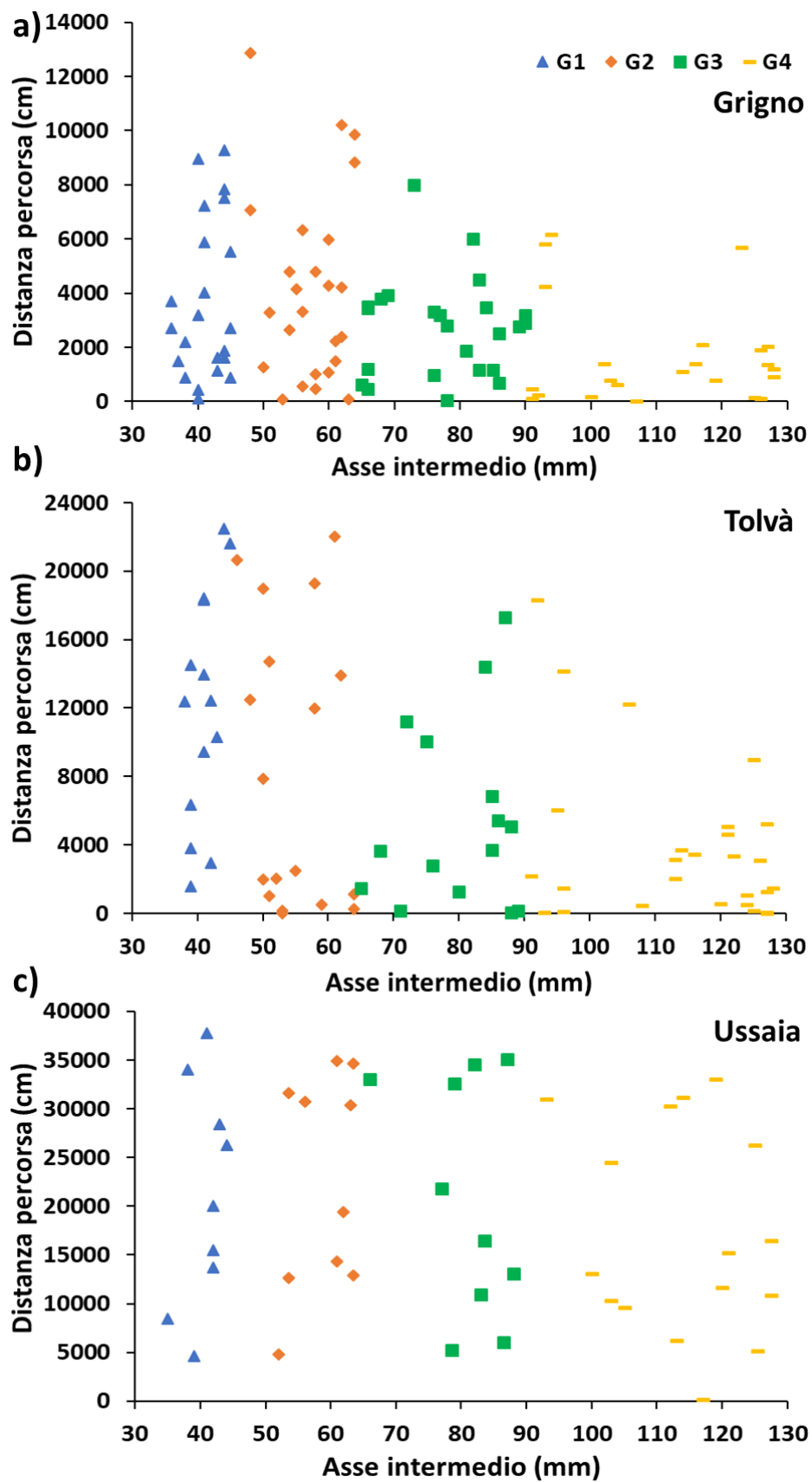
**Figura A3.3.** Diagramma a barre impilate illustrante la distribuzione in frequenza delle distanze percorse dai traccianti secondo 5 classi granulometriche (G1, G2, G3, G4 e G5), per un inter-survey period risultante da un evento temporalesco estivo del 14 Settembre 2015, per i tre siti di studio: a) Rio Grigno, b) Rio Tolvà, c) Rio Ussaia. Le distanze percorse sono raggruppate in 5 classi di spostamento: 0, 0.1-1, 1-5, 5-10, 10-50, > 50 m. I numeri sopra le barre indicano la quantità di traccianti rilasciati fino a quel momento, esclusi quelli dispersi, per quella classe. Per ciascun plot sono riportate informazioni relative all'inter-survey period di riferimento: dati relativi al cambiamento dei clasti superficiali ( $\Delta Sp$ ), seppelliti ( $\Delta Br$ ), e smarriti ( $\Delta Nt$ ) rispetto all'inter-survey period che lo precede, dove tra parentesi sono indicati i valori complessivi del periodo di riferimento; infine il disseppellimento.



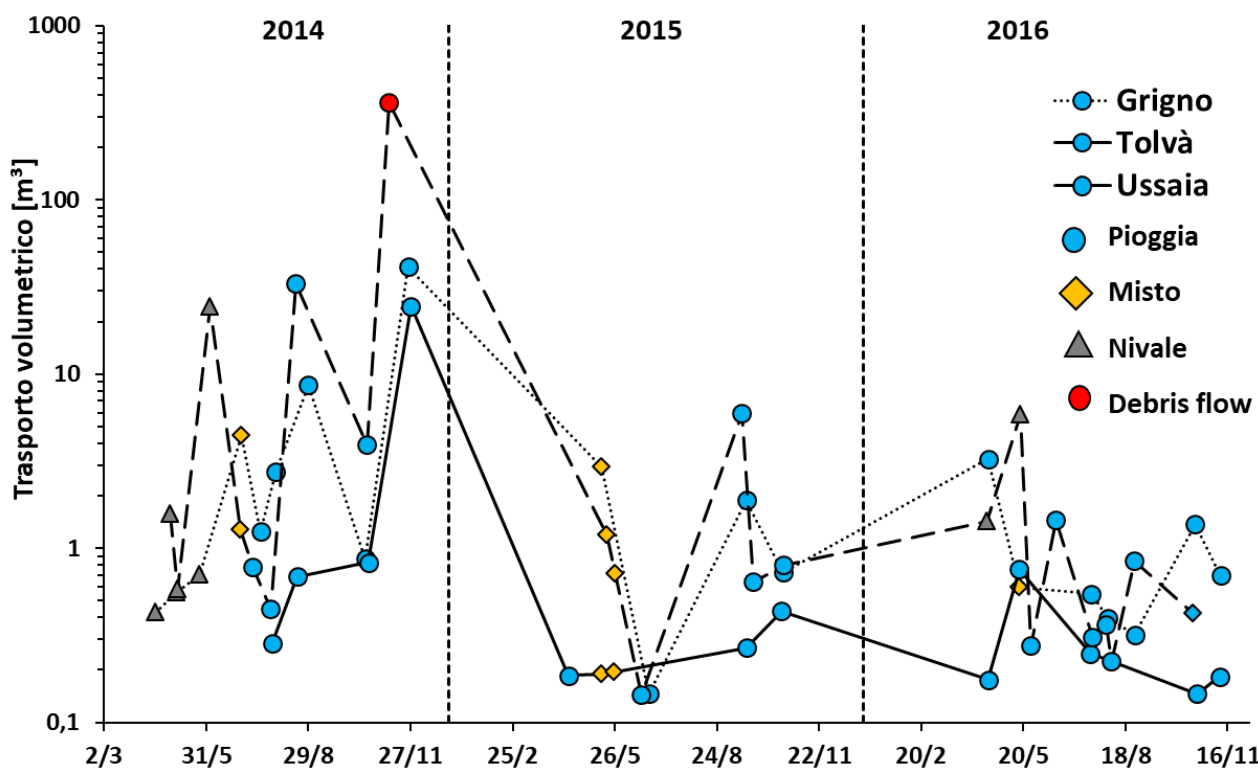
**Figura A3.4.** Distribuzione della distanza percorsa dai traccianti in funzione del loro asse intermedio (classi: G1, G2, G3, G4 e G5), durante *inter-survey period* risultante da un evento temporalesco estivo del 14 Settembre 2015, per i tre siti di studio: **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Tolvà, **c)** Rio Ussaia.



**Figura A3.5.** Diagramma a barre impilate illustrante la distribuzione in frequenza delle distanze percorse dai traccianti secondo 5 classi granulometriche (G1, G2, G3, G4 e G5), per un inter-survey period classificato come pioggia (evento idro-meteorologico determinato da un fronte atmosferico Atlantico relativo al 5-7 Novembre 2014) per i tre siti di studio: a) Rio Grigno, b) Rio Tolv, c) Rio Ussaia. Le distanze percorse sono raggruppate in 5 classi di spostamento: 0, 0.1-1, 1-5, 5-10, 10-50, > 50 m. I numeri sopra le barre indicano la quantit di traccianti rilasciati fino a quel momento, esclusi quelli dispersi, per quella classe. Per ciascun plot sono riportate informazioni relative all'inter-survey period di riferimento: dati relativi al cambiamento dei clasti superficiali ( $\Delta Sp$ ), seppelliti ( $\Delta Br$ ), e smarriti ( $\Delta Nt$ ) rispetto all'inter-survey period che lo precede, dove tra parentesi sono indicati i valori complessivi del periodo di riferimento; infine il disseppellimento.

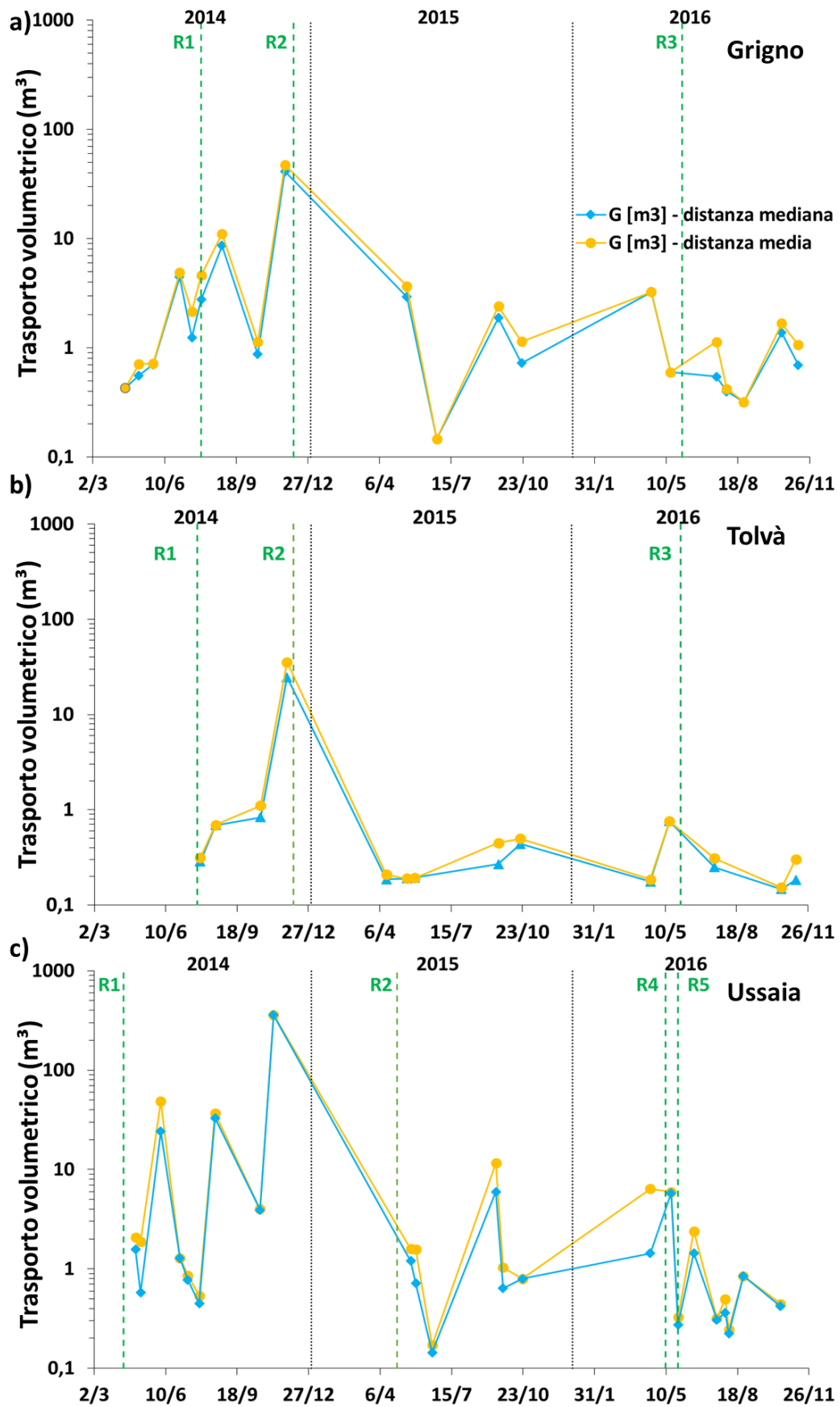


**Figura A3.6.** Distribuzione della distanza percorsa dai traccianti in funzione del loro asse intermedio (classi: G1, G2, G3, G4 e G5), durante un *inter-survey period* classificato come pioggia (evento idro-meteorologico determinato da un fronte atmosferico Atlantico relativo al 5-7 Novembre 2014), per i tre siti di studio: **a)** Rio Grigno, **b)** Rio Tolvà, **c)** Rio Ussai.

**Appendice A4** (sezione [4.2.4](#))


**Figura A4.1.** Confronto del trasporto volumetrico di fondo (espresso in  $m^3$ ) per il Rio Ussai (linea rossa), Rio Grigno (linea verde) e Rio Tolva (linea blu) nel periodo 2014-2016, stimato adoperando la distanza mediana percorsa dai traccianti. Modifica come didascalia di figura precedente.





**Figura A4.2.** Confronto del trasporto volumetrico (m<sup>3</sup>) calcolato attraverso le distanze mediane e medie: **a)** Rio Grigno; **b)** Rio Tolvà e **c)** Rio Ussaia.

## Appendice A5 (sezione 4.2.7)

Tabella A5.1. Valori di massima portata a cui non corrisponde trasporto e di minima portata di innesco, discriminati per regime idrologico ed anno relativi al Rio Grigno.

<b>Rio Grigno</b>	<b>2014</b>				<b>2015</b>				<b>2016</b>			
<b>Regime idrologico</b>	<b>Nivale</b>		<b>Pioggia</b>		<b>Nivale</b>		<b>Pioggia</b>		<b>Nivale</b>		<b>Pioggia</b>	
<b>N</b>	3		8		1		6		1		7	
<b>osservazioni</b>												
<b>Q (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>
<b>trasporto</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>
<b>(T) &amp; immobilità (NT)</b>	2.8	2.6	3.7	3.1	1.9	--	3.4	2.1	1	--	2.8	0.6

Tabella A5.2. Valori di massima portata a cui non corrisponde trasporto e di minima portata di innesco, discriminati per regime idrologico ed anno relativi al Rio Tolva.

<b>Rio Tolva</b>	<b>2014</b>				<b>2015</b>				<b>2016</b>			
<b>Regime idrologico</b>	<b>Nivale</b>		<b>Pioggia</b>		<b>Nivale</b>		<b>Pioggia</b>		<b>Nivale</b>		<b>Pioggia</b>	
<b>N</b>	--		7		1		5		1		8	
<b>osservazioni</b>												
<b>Q (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>
<b>trasporto</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>
<b>(T) &amp; immobilità (NT)</b>	--	--	1.3	1.1	--	1	0.9	1.1	0.6	--	1.2	0.8

Tabella A5.3. Valori di massima portata a cui non corrisponde trasporto e di minima portata di innesco, discriminati per regime idrologico ed anno relativi al Rio Ussaia.

<b>Rio Ussaia</b>	<b>2014</b>				<b>2015</b>				<b>2016</b>			
<b>Regime idrologico</b>	<b>Nivale</b>		<b>Pioggia</b>		<b>Nivale</b>		<b>Pioggia</b>		<b>Nivale</b>		<b>Pioggia</b>	
<b>N</b>	4		4		2		7		2		8	
<b>osservazioni</b>												
<b>Q (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Min</b>
<b>trasporto</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>	<b>Q NT</b>	<b>Q T</b>
<b>(T) &amp; immobilità (NT)</b>	--	0.6	--	0.2	--	0.3	0.1	0.2	--	0.1	0.03	0.02

**Appendice A6** (sezione [4.2.8](#))

**Tabella A6.1.** Valori delle soglie idrologiche di innesco del trasporto di fondo per classi di peso e secondo 2 scenari.

Rio Grigno	Scenario 1		Scenario 2	
	2014-2016		2014-2016	
Regime idrologico	--	Nivale	Pioggia	
N osservazioni	26	5	21	
<i>Q (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</i>	W1	0.64	1.9	0.64
	W2	1.55	2.63	1.55
	W3	0.64	2.63	0.64
	W4	0.64	1.9	0.64
	W5	1.55	1.9	1.55
	W6	0.64	1.9	0.64

**Tabella A6.2.** Valori delle soglie idrologiche di innesco del trasporto di fondo per classi di peso e secondo 2 scenari.

Rio Grigno	Scenario 1		Scenario 2	
	2014-2016		2014-2016	
Regime idrologico	--	Nivale	Pioggia	
N osservazioni	26	5	21	
<i>Q (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</i>	G1	0.64	1.9	0.64
	G2	0.64	2.63	0.64
	G3	0.64	1.9	0.64
	G4	0.64	1.9	0.64

**Tabella A6.3.** Valori delle soglie idrologiche di innesco del trasporto di fondo per classi di peso e secondo due scenari.

Rio Tolvà	Scenario 1		Scenario 2	
	2014-2016		2014-2016	
Regime idrologico	--	Nivale	Pioggia	
N osservazioni	22	2	20	
<i>Q (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</i>	W1	0.79	0.61	0.79
	W2	1.07	0.99	1.07
	W3	0.79	0.61	0.79
	W4	0.79	0.61	0.79
	W5	0.79	0.61	0.79
	W6	0.79	0.61	0.79

**Tabella A6.4.** Valori delle soglie idrologiche di innesco del trasporto di fondo per classi di peso e secondo 2 scenari.

Rio Tolva	Scenario 1		Scenario 2	
	2014-2016		2014-2016	
<b>Regime idrologico</b>	--		<b>Nivale</b>	<b>Pioggia</b>
<b>N osservazioni</b>	22		2	20
<b>Q (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	G1	0.79	0.61	0.79
	G2	0.99	0.61	1.07
	G3	0.79	0.61	0.79
	G4	0.79	0.61	0.79

**Tabella A6.5.** Valori delle soglie idrologiche di innesco del trasporto di fondo per classi di peso e secondo due scenari.

Rio Ussaia	Scenario 1		Scenario 2	
	2014-2016		2014-2016	
<b>Regime idrologico</b>	--		<b>Nivale</b>	<b>Pioggia</b>
<b>N osservazioni</b>	27		7	20
<b>Q (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	W1	0.02	0.25	0.02
	W2	0.02	0.25	0.02
	W3	0.03	0.25	0.03
	W4	0.02	0.33	0.02
	W5	0.03	0.25	0.03
	W6	0.03	0.25	0.03

**Tabella A6.6.** Valori delle soglie idrologiche di innesco del trasporto di fondo per classi di peso e secondo 2 scenari.

Rio Ussaia	Scenario 1		Scenario 2	
	2014-2016		2014-2016	
<b>Regime idrologico</b>	--		<b>Nivale</b>	<b>Pioggia</b>
<b>N osservazioni</b>	27		7	20
<b>Q (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	G1	0.02	0.07	0.02
	G2	0.02	0.07	0.02
	G3	0.02	0.07	0.02
	G4	0.02	0.07	0.02

## Bibliografia

---

- Addy, S., Soulsby, C., Hartley, A. J., & Tetzlaff, D. (2011). Geomorphology Characterisation of channel reach morphology and associated controls in deglaciated montane catchments in the Cairngorms, Scotland. *Geomorphology*, 132(3–4), 176–186.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.05.007>
- Amoros, C., & Petts, G. E. (1993). *Hydrosyste? mes fluviaux* (Vol. 24). masson.
- Andrews, E. D. (1983). Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geological Society of America Bulletin*, 94(10), 1225–1231.
- Arkell, B., Leeks, G., Newson, M., & Oldfield, F. (1983). Trapping and tracing: some recent observations of supply and transport of coarse sediment from upland Wales. *Modern and Ancient Fluvial Systems*, 107–119.
- Ashworth, P. J., & Ferguson, R. I. (1989). Size-selective entrainment of bed load in gravel bed streams. *Water Resources Research*, 25(4), 627–634.
- Bagnold, R. A. (1966). *An approach to the sediment transport problem from general physics*. US government printing office.
- Benini, A., De Nardo, M. T., & Severi, P. (2009). *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 238 "Castel S. Pietro Terme". Servizio Geologico d'Italia. Regione Emilia-Romagna*. 124.
- Benini, A., Martelli, L., Amorosi, A., Martini, A., & Severi, P. (2009). *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 239 "Faenza". Servizio Geologico d'Italia. Regione Emilia Romagna*. 108.
- Billi, P., D'agostino, V., Lenzi, M., & Marchi, L. (1998). *Bed and suspended load measurements, slope and channel processes in a high altitude alpine torrent*.
- Braga, G., & Gervasoni, S. (1989). Evolution of the Po River: an example of the application of historic maps. *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*. John Wiley & Sons New York. 1989. p 113-126. 3 Fig, 1 Tab, 8 Ref.
- Brardinoni, F., & Hassan, M. A. (2007). Glacially induced organization of channel-reach morphology in mountain streams. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(3), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2006JF000741>
- Brardinoni, F., Hassan, M. A., Rollerson, T., & Maynard, D. (2009). Colluvial sediment dynamics in mountain drainage basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3–4), 310–319.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.002>
- Brardinoni, F., Mao, L., Recking, A., Rickenmann, D., & Turowski, J. M. (2015). Morphodynamics of steep mountain channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(11), 1560–1562.  
<https://doi.org/10.1002/esp.3742>
- Brenna, A., Surian, N., & Mao, L. (2019). Virtual Velocity Approach for Estimating Bed Material Transport in Gravel-Bed Rivers: Key Factors and Significance. *Water Resources Research*.  
<https://doi.org/10.1029/2018WR023556>
- Buffington, J. M., & Montgomery, D. R. (1999). Effects of hydraulic roughness on surface textures of gravel-bed rivers. *Water Resources Research*, 35(11), 3507–3521.
- Bunte, K., & Abt, S. R. (2001). Sampling surface and subsurface particle-size distributions in

wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. *Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: US Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 428 P., 74.*

- Butler, P. R. (1977). Movement of cobbles in a gravel-bed stream during a flood season. *Geological Society of America Bulletin*, 88(8), 1072–1074.
- Carling, P. A. (1987). Bed stability in gravel streams, with reference to stream regulation and ecology. *River Channels: Environment and Process*, 17.
- Castaldini, D., & Piacente, S. (1995). *Channel changes on the Po River, Mantova Province, Northern Italy.*
- Castiglioni, G. B., & Pellegrini, G. B. (1981). Geomorfologia dell'alveo del Brenta nella pianura tra Bassano e Padova. *Il Territorio Della Brenta, Cleup, Padova*, 12–25.
- Chacho, E. F., Emmett, W. W., & Burrows, R. L. (1994). Monitoring gravel movement using radio transmitters. *Hydraulic Engineering*, 785–789. ASCE.
- Church, M. (2013). Steep Headwater Channels. *Treatise on Geomorphology*, 9, 528–549. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00253-0>
- Church, M., & Hassan, M. A. (2002). Mobility of bed material in Harris Creek. *Water Resources Research*, 38(11), 11–19.
- Comiti, F., Da Canal, M., Surian, N., Mao, L., Picco, L., & Lenzi, M. A. (2011). Channel adjustments and vegetation cover dynamics in a large gravel bed river over the last 200 years. *Geomorphology*, 125(1), 147–159. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.011>
- Comiti, F., & Mao, L. (2012). Recent Advances in the Dynamics of Steep Channels. *Channels*.
- Dell'Agnesse, A., Brardinoni, F., Toro, M., Mao, L., Engel, M., & Comiti, F. (2015). Bedload transport in a formerly glaciated mountain catchment constrained by particle tracking. *Earth Surface Dynamics*, 3(4), 527–542. <https://doi.org/10.5194/esurf-3-527-2015>
- Dotterweich, M. (2008). The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: deciphering the long-term interaction between humans and the environment—a review. *Geomorphology*, 101(1–2), 192–208.
- Downs, P. W., & Gregory, K. J. (2004). Towards Sustainable Catchment Hydrosystems. In *River Channel Management*.
- Einstein, H. A. (1937). Bedload transport as a probability problem. *Sedimentation*, 1027, C1–C105.
- Einstein, H. A. (1950). The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows. *Soil Conservation Service*, (1026), 1–31.
- Ellis, C. R., Pomeroy, J. W., Essery, R. L. H., & Link, T. E. (2011). Effects of needleleaf forest cover on radiation and snowmelt dynamics in the Canadian Rocky Mountains. *Canadian Journal of Forest Research*, 41(3), 608–620.
- Elmi, C., & Vai, G. B. (1975). Le attività estrattive nell'Appennino bolognese e romagnolo. “*Cave e Assetto Del Territorio*,” 111–123.
- Emmett, W. W. (1979). *A field calibration of the sediment-trapping characteristics of the Helley-Smith bedload sampler* (Vol. 1139). US Government Printing Office.
- Engel, P., & Lau, Y. L. (1981). The efficiency of basket type bed load samplers. *Erosion and Sediment Transport Measurement*, 27–34.
- Ergenzinger, P. (1988). The nature of coarse material bed load transport. *Sediment Budgets: Proceedings of a Symposium Held at Porto Alegre*, 174, 207–216.

- Ergenzinger, P., & Conrady, J. (1982). A new tracer technique for measuring bedload in natural channels. *Catena*, 9(1–2), 77–80.
- Ferguson, R. I., & Wathen, S. J. (1998). Tracer-pebble movement along a concave river profile: Virtual velocity in relation to grain size and shear stress. *Water Resources Research*, 34(8), 2031–2038.
- Ferraresi, M., & Venturini, L. (1983). Piano progettuale per la difesa della costa adriatica Emiliano-Romagnola. *Il Trasporto Solido Fluviale Nei Bacini Tributari Dell'Adriatico. IDROSER., IV.*
- Finkenzeller, K. (2003). *RFID handbook: fundamentals and applications*. John Wiley and Sons.
- Fortugno, D., Boix-Fayos, C., Bombino, G., Denisi, P., Quiñero Rubio, J. M., Tamburino, V., & Zema, D. A. (2017). Adjustments in channel morphology due to land-use changes and check dam installation in mountain torrents of Calabria (southern Italy). *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(14), 2469–2483. <https://doi.org/10.1002/esp.4197>
- Garcia-Ruiz, J. M., White, S. M., Lasanta, T., Marti, C., Gonzalez, C., Errea, M. P., ... Ortigosa, L. (1997). Assessing the effects of land-use changes on sediment yield and channel dynamics in the central Spanish Pyrenees. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 245, 151–158.
- Gazzolo, P., Bortone, G., & Bonotto, P. (2011). *COASTANCE-Strategie e strumenti di gestione della costa in Emilia-Romagna. Servizio Difesa del Suolo, della Costa e Bonifica.*
- Gibbons, W. J., & Andrews, K. M. (2004). PIT tagging: simple technology at its best. *Bioscience*, 54(5), 447–454.
- Green, K. C., Brardinoni, F., & Alila, Y. (2013). Geomorphology Channel morphology and bedload yield in fluvial, formerly-glaciated headwater streams of the Columbia Mountains, Canada. *Geomorphology*, 188, 96–109. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.004>
- Gurnell, A. M. (1997). Channel change on the River Dee meanders, 1946–1992, from the analysis of air photographs. *Regulated Rivers: Research & Management: An International Journal Devoted to River Research and Management*, 13(1), 13–26.
- Habersack, H. M. (2001). Radio-tracking gravel particles in a large braided river in New Zealand: A field test of the stochastic theory of bed load transport proposed by Einstein. *Hydrological Processes*, 15(3), 377–391. <https://doi.org/10.1002/hyp.147>
- Habersack, H., & Piégay, H. (2007). 27 River restoration in the Alps and their surroundings: past experience and future challenges. *Developments in Earth Surface Processes*, 11(07), 703–735. [https://doi.org/10.1016/S0928-2025\(07\)11161-5](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(07)11161-5)
- Ham, D. G., & Church, M. (2000). Bed-material transport estimated from channel morphodynamics: Chilliwack River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 25(10), 1123–1142.
- Haschenburger, J. K., & Church, M. (1998). Bed material transport estimated from the virtual velocity of sediment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(9), 791–808. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199809\)23:9<791::AID-ESP888>3.0.CO;2-X](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199809)23:9<791::AID-ESP888>3.0.CO;2-X)
- Hassan, M. A., & Church, M. (1994). Vertical mixing of coarse particles in gravel bed rivers: A kinematic model. *Water Resources Research*, 30(4), 1173–1185.
- Hassan, M. A., Church, M., & Ashworth, P. J. (1992). Virtual rate and mean distance of travel of individual clasts in gravel-bed channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(6), 617–627.

- Hassan, M. A., & Ergenzinger, P. (2003). Use of Tracers in Fluvial Geomorphology. *Tools in Fluvial Geomorphology*, 397–423.
- Hattingh, J., & Illenberger, W. K. (1995). Shape sorting of flood-transported synthetic clasts in a gravel bed river. *Sedimentary Geology*, 96(3–4), 181–190.
- Hegg, C., & Rickenmann, D. (1998). Short-time relations between runoff and bed load transport in a steep mountain torrent. *IAHS PUBLICATION*, 317–324.
- Helley, E. J., & Smith, W. (1971). *Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler*.
- Heymann, Y., Steenmans, C., Croisille, G., & Bossard, M. (1994). Corine Land Cover Project- Technical Guide. European Commission, Directorate General Environment. *Nuclear Safety and Civil Protection, ECSC-EEC-EAEC, Brussels-Luxembourg*, 136.
- Hoey, T. (1992). Temporal variations in bedload transport rates and sediment storage in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography*, 16(3), 319–338.
- Houbrechts, G., Levecq, Y., Peeters, A., Hallot, E., Van Campenhout, J., Denis, A., & Petit, F. (2015). Evaluation of long-term bedload virtual velocity in gravel-bed rivers (Ardenne, Belgium). *Geomorphology*, 251, 6–19.
- Hubbell, D. W. (1964). *Apparatus and techniques for measuring bedload*. US Govt. Print. Off.,.
- Hughes, M. L., McDowell, P. F., & Marcus, W. A. (2006). Accuracy assessment of georectified aerial photographs: implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*, 74(1–4), 1–16.
- Hupp, C. R., & Rinaldi, M. (2007). Riparian vegetation patterns in relation to fluvial landforms and channel evolution along selected rivers of Tuscany (Central Italy). *Annals of the Association of American Geographers*, 97(1), 12–30. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.2007.00521.x>
- Jost, G., Weiler, M., Gluns, D. R., & Alila, Y. (2007). The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. *Journal of Hydrology*, 347(1–2), 101–115.
- Kiss, T., & Blanka, V. (2012). River channel response to climate-and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. *Geomorphology*, 175, 115–125.
- Knighton, A. D. (1991). Channel bed adjustment along mine-affected rivers of northeast Tasmania. *Geomorphology*, 4(3–4), 205–219.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial forms and processes: a new perspective.. ed. 2*.
- Knox, J. C. (1977). Human impacts on wisconsin stream channels. *Annals of the Association of American Geographers*, 67(3), 323–342. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1977.tb01145.x>
- Knox, J. C. (1993). Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. *Nature*, 361(6411), 430.
- Kondolf, G. M. (2011). Setting goals in river restoration: when and where can the river “heal itself.” *Stream Restoration in Dynamic Fluvial Systems*, 29–43.
- Kondolf, G. M., Anderson, S., Lave, R., Pagano, L., Merenlender, A., & Bernhardt, E. S. (2007). Two decades of river restoration in California: What can we learn? *Restoration Ecology*, 15(3), 516–523. <https://doi.org/10.1111/j.1526-100X.2007.00247.x>
- Kondolf, M. G. (1994). Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape and Urban Planning*, 28(2–3), 225–243. [https://doi.org/10.1016/0169-2046\(94\)90010-8](https://doi.org/10.1016/0169-2046(94)90010-8)



- Lach, J., & Wyzga, B. (2002). Channel incision and flow increase of the upper Wisłoka River, southern Poland, subsequent to the reafforestation of its catchment. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 27(4), 445–462.
- Lamarre, H., MacVicar, B., & Roy, A. G. (2005). Using Passive Integrated Transponder (PIT) Tags to Investigate Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers. *Journal of Sedimentary Research*, 75(4), 736–741. <https://doi.org/10.2110/jsr.2005.059>
- Laronne, J. B. (1993). Very high rates of bedload sediment transport by ephemeral desert rivers. *Nature*, 366(6451), 148.
- Laronne, J. B., & Carson, M. A. (1976). Interrelationships between bed morphology and bed-material transport for a small, gravel-bed channel. *Sedimentology*, 23(1), 67–85.
- Laronne, J. B., & Duncan, M. J. (1992). Bedload transport paths and gravel bar formation. *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*, 177–202.
- Lenzi, M. A., Mao, L., & Comiti, F. (2004). Magnitude-frequency analysis of bed load data in an Alpine boulder bed stream. *Water Resources Research*, 40(7).
- Lenzi, M. A., Mao, L., & Comiti, F. (2006). Effective discharge for sediment transport in a mountain river: Computational approaches and geomorphic effectiveness. *Journal of Hydrology*, 326(1–4), 257–276.
- Leopold, L. B. (1966). *Channel and hillslope processes in a semiarid area, New Mexico* (Vol. 352). US Government Printing Office.
- Leopold, L. B. (1973). River channel change with time: an example: address as retiring president of The Geological Society of America, Minneapolis, Minnesota, November 1972. *Geological Society of America Bulletin*, 84(6), 1845–1860.
- Liébault, F., Bellot, H., Chapuis, M., Klotz, S., & Deschâtres, M. (2012). Bedload tracing in a high-sediment-load mountain stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(4), 385–399. <https://doi.org/10.1002/esp.2245>
- Liébault, F., & Laronne, J. B. (2008). Evaluation of bedload yield in gravel-bed rivers using scour chains and painted tracers: The case of the Esconavette Torrent (Southern French Prealps). *Geodinamica Acta*, 21(1–2), 23–34. <https://doi.org/10.3166/ga.21.23-34>
- Liébault, F., & Piégay, H. (2001). Assessment of channel changes due to long term bedload supply decrease, Roubion River, France. *Geomorphology*, 36(3–4), 167–186. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(00\)00044-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00044-1)
- Liébault, F., & Piégay, H. (2002). Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of Southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(4), 425–444. <https://doi.org/10.1002/esp.328>
- Lu, X. X., Zhang, S. R., Xie, S. P., & Ma, P. K. (2007). Rapid channel incision of the lower Pearl River (China) since the 1990s as a consequence of sediment depletion. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(6), 1897–1906.
- Luder, B., & Fritschi, B. (1990). Abflussmessung in offenen Gerinnen-Renaissance der Salzverdünnung. *Wasser, Energie, Luft-Eau, Énergie, Air*, 82, 48–50.
- Mao, L., Uyttendaele, G. P., Iroumé, A., & Lenzi, M. A. (2008). Field based analysis of sediment entrainment in two high gradient streams located in Alpine and Andine environments. *Geomorphology*, 93(3–4), 368–383.
- Marchetti, M. (2002). Environmental changes in the central Po Plain (northern Italy) due to fluvial

- modifications and anthropogenic activities. *Geomorphology*, 44(3–4), 361–373.
- Masteller, C. C., Finnegan, N. J., Turowski, J. M., Yager, E. M., & Rickenmann, D. (2019). History-Dependent Threshold for Motion Revealed by Continuous Bedload Transport Measurements in a Steep Mountain Stream. *Geophysical Research Letters*, 46(5), 2583–2591. <https://doi.org/10.1029/2018GL081325>
- Milhous, R. T., & Klingeman, P. C. (1973). Sediment transport system in a gravel-bottomed stream. *Hydraulic Engineering and the Environment*, 293–303. ASCE.
- Misset, C., Recking, A., Legout, C., Bakker, M., Bodereau, N., Borgniet, L., ... Zanker, S. (2020). Combining multi-physical measurements to quantify bedload transport and morphodynamics interactions in an Alpine braiding river reach. *Geomorphology*, 351(January). <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106877>
- Montgomery, D. R., & Buffington, J. M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Bulletin of the Geological Society of America*, 109(5), 596–611. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0596:CRMIMD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0596:CRMIMD>2.3.CO;2)
- Nowak, M. (1977). *Stato dell'evoluzione geomorfologica del greto del fiume Santerno (tratto collinare da Filetto a Codrignano)*. Tesi di la.
- Parma, F. (2018). *Analisi delle variazioni morfologiche indotte nell'alveo del Fiume Santerno dall'evento alluvionale del 20/09/2014* Candidato: 1–66.
- Pellegrini, L., Maraga, F., Turitto, O., Audisio, C., Duci, G., Pavia, U., & Ferrata, V. (2008). Evoluzione morfologica di alvei fluviali mobili nel settore occidentale del bacino padano. *II Quaternario*, 21(1B), 251–266.
- Petit, F. (1987). The relationship between shear stress and the shaping of the bed of a pebble-loaded river La Rulles—Ardenne. *Catena*, 14(5), 453–468.
- Petit, F., Gob, F., Houbrechts, G., & Assani, A. A. (2005). Critical specific stream power in gravel-bed rivers. *Geomorphology*, 69(1–4), 92–101.
- Petts, G. E. (1979). Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction. *Progress in Physical Geography*, 3(3), 329–362.
- Picco, L., Mao, L., Cavalli, M., Buzzi, E., Rainato, R., & Lenzi, M. A. (2013). Evaluating short-term morphological changes in a gravel-bed braided river using terrestrial laser scanner. *Geomorphology*, 201, 323–334.
- Preciso, E., Salemi, E., & Billi, P. (2012). Land use changes, torrent control works and sediment mining: effects on channel morphology and sediment flux, case study of the Reno River (Northern Italy). *Hydrological Processes*, 26(8), 1134–1148.
- Rădoane, M., Obreja, F., Cristea, I., & Mihailă, D. (2013). Changes in the channel-bed level of the eastern Carpathian rivers: Climatic vs. human control over the last 50 years. *Geomorphology*, 193, 91–111.
- Rainato, R., Mao, L., García-Rama, A., Picco, L., Cesca, M., Vianello, A., ... Lenzi, M. A. (2017). Three decades of monitoring in the Rio Cordon instrumented basin: Sediment budget and temporal trend of sediment yield. *Geomorphology*, 291, 45–56. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.012>
- Rainato, R., Picco, L., Cazzador, D. O., & Mao, L. (2018). Bedload transport in a steep alpine stream: Assessment of sediment mobility and virtual velocity using the bedload tracking. *E3S Web of Conferences*, 40, 2027. EDP Sciences.
- Reid, I., Frostick, L. E., & Layman, J. T. (1985). The incidence and nature of bedload transport

- during flood flows in coarse-grained alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10(1), 33–44.
- Reid, I., & Laronne, J. B. (1995). Bed load sediment transport in an ephemeral stream and a comparison with seasonal and perennial counterparts. *Water Resources Research*, 31(3), 773–781.
- Reid, I., Layman, J. T., & Frostick, L. E. (1980). The continuous measurement of bedload discharge. *Journal of Hydraulic Research*, 18(3), 243–249.
- Ricci Lucchi, F., & Vai, G. B. (1973). La conservazione dei beni geologici,“. *Natura e Montagna*, (1), 5–14.
- Rickenmann, D., & McArdel, B. W. (2009). Continuous measurement of sediment transport in the Erlenbach stream using piezoelectric bedload impact sensors D. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(August 2007), 155–161. <https://doi.org/10.1002/esp>
- Rinaldi, M. (2003). Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, Central Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(6), 587–608. <https://doi.org/10.1002/esp.464>
- Rinaldi, M. (2006). La prospettiva geomorfologica e le applicazioni nella gestione degli alvei fluviali. *Applicazioni Nel Bacino Del Magra. Sarzana, 24-25 Ottobre 2006, Autorità Di Bacino Del Fiume Magra, Atti Giorn*, 39–58.
- Rinaldi, M., Belletti, B., Comiti, F., Nardi, L., Mao, L., & Bussetini, M. (2016). *SUM - Manuale Rilevamento morfologia corsi d'acqua*.
- Rinaldi, M., Piégay, H., & Surian, N. (2011). Geomorphological approaches for river management and restoration in Italian and French rivers. *Geophysical Monograph Series*, 194, 95–113.
- Rinaldi, M., & Simoncini, C. (2006). Studio geomorfologico del Fiume Magra e del Fiume Vara finalizzato alla gestione dei sedimenti e della fascia di mobilità. *Atti Giornate Di Studio "Nuovi Approcci per La Comprensione Dei Processi Fluviali e La Gestione Dei Sedimenti. Applicazioni Nel Bacino Del Magra."*, Sarzana, 24–25.
- Rinaldi, M., Simoncini, C., & Piégay, H. (2009). Scientific design strategy for promoting sustainable sediment management: the case of the Magra River (Central-Northern Italy). *River Research and Applications*, 25(5), 607–625.
- Rinaldi, M., & Surian, N. (2005). Variazioni morfologiche ed instabilità di alvei fluviali: metodi ed attuali conoscenze sui fiumi italiani. *Brunelli, M. and Farabollini, P., Atti Giornate Di Studio Sulla Dinamica Fluviale, Ordine Dei Geologi Marche Grottammare, Italy*, 203–238.
- Rinaldi, M., Surian, N., Comiti, F., & Bussetini, M. (2013). A method for the assessment and analysis of the hydromorphological condition of Italian streams: The Morphological Quality Index (MQI). *Geomorphology*, 180, 96–108.
- Rinaldi, M., Surian, N., Comiti, F., & Bussetini, M. (2014). *IDRAIM Sistema di valutazione idromorfologica, analisi e monitoraggio dei corsi d'acqua*.
- Rinaldi, M., Teruggi, L. B., Simoncini, C., & Nardi, L. (2008). Dinamica recente ed attuale di alvei fluviali: alcuni casi di studio appenninici (Italia Centro-Settentrionale). *Il Quaternario*, 21(1B), 291–302.
- Rinaldi, M., Wyzga, B., & Surian, N. (2005). Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. *River Research and Applications*, 21(7), 805–828.
- Roskopf, C. M., & Scorpio, V. (2013). Geomorphologic map of the Biferno River valley floor system (Molise, Southern Italy). *Journal of Maps*, 9(1), 106–114. <https://doi.org/10.1080/17530350.2012.755385>

- Rumsby, B. T., & Macklin, M. G. (1996). River response to the last neoglacial (the 'Little Ice Age') in northern, western and central Europe. *Geological Society, London, Special Publications*, 115(1), 217–233.
- Sayre, W. W., & Hubbell, D. W. (1965). *Transport and dispersion of labeled bed material, North Loup River, Nebraska*. US Government Printing Office.
- Schmidt, K., & Ergenzinger, P. (1992). Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest periods—studied with passive (iron, magnetic) and active (radio) tracer techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(2), 147–165. <https://doi.org/10.1002/esp.3290170204>
- Schumm, S. A. (1977). *The fluvial system*.
- Schumm, S. A., & Wiley, J. (1977). *Reviews*. 630, 1977.
- Scorpio, V., Aucelli, P. P. C., Giano, S. I., Pisano, L., Robustelli, G., Roskopf, C. M., & Schiattarella, M. (2015). River channel adjustments in Southern Italy over the past 150 years and implications for channel recovery. *Geomorphology*, 251, 77–90. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.008>
- Scorpio, V., Loy, A., Di Febbraro, M., Rizzo, A., & Aucelli, P. (2016). Hydromorphology meets mammal ecology: river morphological quality, recent channel adjustments and otter resilience. *River Research and Applications*, 32(3), 267–279.
- Sear, D. A., & Archer, D. (1998). Effects of gravel extraction on stability of gravel-bed rivers: the Wooler Water, Northumberland, UK. *Gravel-Bed Rivers in the Environment*, (December 2016), 415–432. Retrieved from [https://blackboard.soton.ac.uk/courses/1/GEOG3023-15345-18-19/content/\\_4151443\\_1/Archer Sear Paper.pdf](https://blackboard.soton.ac.uk/courses/1/GEOG3023-15345-18-19/content/_4151443_1/Archer%20Sear%20Paper.pdf)
- Sear, D. A., Damon, W., Booker, D. J., & Anderson, D. G. (2000). A load cell based continuous recording bedload trap. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(6), 659–672.
- Sear, D. A., Newson, M. D., & Thorne, C. R. (2003). *Guidebook of Applied Fluvial Geomorphology*. Defra/Environment Agency Flood and Coastal Defence R&D Programme, R&D Technical Report FD1914.
- Shields, A. (1936). *Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement*.
- Shields, F. D., Copeland, R. R., Klingeman, P. C., Doyle, M. W., & Simon, A. (2003). Design for stream restoration. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(8), 575–584. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2003\)129:8\(575\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2003)129:8(575))
- Simon, A. (1989). A model of channel response in disturbed alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14(1), 11–26.
- Simon, A. (1992). Energy, time, and channel evolution in catastrophically disturbed fluvial systems. *Geomorphology*, 5(3–5), 345–372.
- Starkel, L. (2002). Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International*, 91(1), 25–32.
- Sterling, S. M., & Church, M. (2002). Sediment trapping characteristics of a pit trap and the Helley-Smith sampler in a cobble gravel bed river. *Water Resources Research*, 38(8), 11–19.
- Surian. (2006). Effects of human impact on braided river morphology: examples from Northern Italy. *Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management*, Edited by: Sambrook Smith, GH, Best, JL, Bristow, C., and Petts, GE, *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 36, 327–338.
- Surian, N., & Cisotto, A. (2007). Channel adjustments, bedload transport and sediment sources in a

- gravel-bed river, Brenta River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 32(11), 1641–1656.
- Surian, N., Mao, L., Giacomini, M., & Ziliani, L. (2009). Morphological effects of different channel forming discharges in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(August 2007), 155–161. <https://doi.org/10.1002/esp>
- Surian, N., & Rinaldi, M. (2003a). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50(4), 307–326. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00219-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00219-2)
- Surian, N., & Rinaldi, M. (2004). Channel adjustments in response to human alteration of sediment fluxes: examples from Italian rivers. *IAHS Publication*, 288, 276–282.
- Surian, N., Rinaldi, M., & Pellegrini, L. (2009). Linee guida per l'analisi geomorfologica degli alvei fluviali e delle loro tendenze evolutive. *Cleup, Padova, Italy*, 1–79.
- Surian, N., Rinaldi, M., Pellegrini, L., Audisio, C., Duci, G., Maraga, F., ... Ziliani, L. (2009a). Towards a channel evolution model for alluvial rivers in Italy. *Conference Proceedings, International Association of Sedimentologists, Alghero*.
- Surian, N., Rinaldi, M., Pellegrini, L., Audisio, C., Maraga, F., Teruggi, L., ... Ziliani, L. (2009b). Channel adjustments in northern and central Italy over the last 200 years. *Management and Restoration of Fluvial Systems with Broad Historical Changes and Human Impacts: Geological Society of America Special Paper*, 451, 83–95.
- Surian, & Rinaldi. (2003b). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50(4), 307–326.
- TIRIS. (2000). *32-mm Glass Transponder Read Only, Read/Write, Reference Guide, Texas Instruments*.
- Toro, M. (2015). *Tracing bedload transport in Alpine mountain streams by means of PIT-tagged particles: interplay between sediment supply and hydro-meteorological forcing*. 281.
- Vai, G. B. (1986). Un fiume per la gente? Il Santerno e gli insediamenti umani ad una svolta tra passato e futuro. *Pagine Di Vita e Storia Imolesi*, 3, 129–156.
- Vázquez-Tarrío, D., & Batalla, R. J. (2019). Assessing controls on the displacement of tracers in gravel-bed rivers. *Water (Switzerland)*, 11(8), 1–21. <https://doi.org/10.3390/w11081598>
- Vázquez-Tarrío, D., Recking, A., Liébault, F., Tal, M., & Menéndez-Duarte, R. (2019). Particle transport in gravel-bed rivers: Revisiting passive tracer data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(1), 112–128. <https://doi.org/10.1002/esp.4484>
- 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(2), 136–156. <https://doi.org/10.1002/esp.1886>
- Whittaker, J. G. (1987). *Sediment transport in step-pool streams. I: Thorne, CR, Bathurst, J. C. & Hey, RD (red.) Sediment transport in gravel-bed rivers*. Chichester: Wiley.
- Wilcock, P. R., & McArdeell, B. W. (1997). Partial transport of a sand/gravel sediment. *Water Resources Research*, 33(1), 235–245.
- Williams, G. P. (1978). *The case of the shrinking channels: the North Platte and Platte Rivers in Nebraska* (Vol. 781). Department of the Interior, Geological Survey.
- Williams, G. P., & Wolman, M. G. (1984). *Downstream effects of dams on alluvial rivers*.
- Wilson, A. G. (1998). Land-use/transport interaction models: Past and future. *Journal of Transport*

*Economics and Policy*, 3–26.

Winterbottom, S. J. (2000). Medium and short-term channel planform changes on the Rivers Tay and Tummel, Scotland. *Geomorphology*, 34(3–4), 195–208.

Wohl, E. (2013). Floodplains and wood. *Earth-Science Reviews*, 123, 194–212.

Wolman, M. G. (1954). *A METHOD OF SAMPLING COARSE RIVER-BED MATERIAL*. 83333.

Ziliani, L., & Surian, N. (2012). Evolutionary trajectory of channel morphology and controlling factors in a large gravel-bed river. *Geomorphology*, 173–174, 104–117.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.001>