



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
DIPARTIMENTO DI TERRITORIO E SISTEMI
AGRO-FORESTALI

CORSO DI LAUREA MAGISTRALE IN SCIENZE FORESTALI E
AMBIENTALI

**Monitoraggio del trasporto solido di fondo in un bacino Andino (Estero
Morales, Cile) tramite metodologia bedload-tracing**

**Bedload monitoring in an Andean stream (Estero Morales, Chile) using
tracing method**

Relatore
Prof. Mario Aristide Lenzi

Correlatore
Dott. Riccardo Rainato
Prof. Luca Mao

Laureando
Paolo Bertoncello
Matricola n.
1093771

ANNO ACCADEMICO 2016/2017

Dedicata alla mia famiglia

Indice

Riassunto	XIII
Abstract	XVII
1. Il trasporto solido in ambiente fluviale	1
1.1 Caratterizzazione granulometrica dei sedimenti	3
1.1.1 Classificazione dei sedimenti	4
1.1.1.1 Curva granulometrica e calcolo percentili	6
1.1.1.2 Diametro medio	7
1.1.1.3 Moda	8
1.1.1.4 Mediana	8
1.1.1.5 Deviazione standard	8
1.1.1.6 Coefficiente di classazione	9
1.1.1.7 Coefficiente di asimmetria (Skewness)	9
1.1.1.8 Modulo di Kramer	10
1.2. Morfologia fluviale	11
1.2.1 Configurazione generale	11
1.2.2 Classificazione di Billi	14
1.2.2.1 Corsi d'acqua rettilinei	15
1.2.2.2 Corsi d'acqua a canali intrecciati (braided)	16
1.2.2.3 Corsi d'acqua pseudomeandriiformi (wandering)	17
1.2.2.4 Corsi d'acqua meandriiformi	19
1.2.2.5 Corsi d'acqua anastomizzati	20
1.2.3 Classificazione di Montgomery e Buffington (1997)	21
1.2.4 Classificazione di Lenzi, D'Agostino e Sonda (2000)	26
1.3. Metodi di monitoraggio del trasporto solido	29
1.3.1 Metodi diretti	30
1.3.2 Metodi indiretti	34
2. Obiettivi	39
3. Materiali e metodi	41
3.1 Inquadramento generale del bacino del Maipo	41
3.1.1 Caratteristiche climatiche del Maipo	42
3.1.2 Regime idrologico	42

3.1.3	Caratteristiche vegetazionali del Maipo	43
3.1.4	Caratteristiche geomorfologiche del Maipo	45
3.2	Area di studio – Estero Morales	47
3.2.1	Tratto studio	51
3.3	Materiali	55
3.3.1	PIT	55
3.3.2	Antenna PIT	58
3.3.3	Distanziometro Laser	59
3.4	Metodi	61
3.4.1	Metodologia rilascio PIT 2015-2016	61
3.4.2	Metodologia monitoraggio PIT 2015-2016	62
4.	Risultati monitoraggio	63
4.1	Tasso di recupero annuo dei traccianti 2015 e 2016	63
4.2	Monitoraggio PIT Estero Morales 2015	64
4.3	Monitoraggio PIT Estero Morales 2016	68
4.4	Relazioni Di-Li e D-Qpeak 2015-2016	72
4.5	Rapporto Li-Di 2015-2016	73
4.6	Rapporto D-Qpeak 2015-2016	75
5.	Discussioni	77
6.	Conclusioni	87
7.	Ringraziamenti	91
8.	Bibliografia	93

Indice Figure

Figura 1.	Schema figurativo della teoria di Shields (1936)	2
Figura 2.	Classificazione di Udden-wentworth per i materiali incoerenti. Suddivisione dei sedimenti in base alle loro dimensioni in mm.	5
Figura 3.	Esempio di una particella di sedimento	6
Figura 4.	Grafico della curva di frequenza relativa e cumulata	7
Figura 5.	Esempi di frequenze con relativi valori di deviazione standard, (in A deviazione uniforme, in B deviazione non uniforme)	9
Figura 6.	Variazione della distribuzione granulometrica a seconda dei valori di asimmetria	10
Figura 7.	Esempio di un modulo di Kramer	10
Figura 8.	Schematizzazione dei vari tratti di un corso d'acqua	11
Figura 9.	Classificazione di alvei fluviali basata sulla configurazione di trasporto solido, granulometria, sinuosità, pendenza, trasporto al fondo e il rapporto larghezza/profondità, (Billi,1994).	14
Figura 10.	Esempio di un fiume rettilineo	15
Figura 11.	Esempio di fiume a canali intrecciati (braided)	16
Figura 12.	Esempio di fiume pseudomeandriforme (wandering)	18
Figura 13.	Esempio di fiume meandriforme	19
Figura 14.	Corso anastomizzato	20
Figura 15.	Classificazione grafica di Montgomery & Buffington (1997)	21
Figura 16.	Cascade (rapida)	22
Figura 17.	Step-pool	22
Figura 18.	Letto piano(plane-bed)	23
Figura 19.	Riffle-pool	24
Figura 20.	Dune-ripple	24
Figura 21.	Tratto colluviale	25
Figura 22.	Tratto in roccia	25
Figura 23.	Tratti a morfologia imposta	25
Figura 24.	Scheda da compilare nella classificazione Lenzi, D'Agostino e Sonda	26
Figura 25.	Esempio di un campionatore Helley-Smith	30
Figura 26.	Bacino di sedimentazione	31

Figura 27.	Fasi di campionamento con il Bunte. A sinistra la prima fase, l'inizio del campionamento; a sinistra invece, la fase finale, con la rimozione del campionatore Bunte.	31
Figura 28.	A sinistra una vista da lontano della stazione del Rio Cordon; a destra una planimetria dell'intero sistema di separazione del materiale solido.	32
Figura 29.	Figura schematica di un Birkbecksampler	33
Figura 30.	Esempio raffigurativo del metodo geomorfologico	33
Figura 31.	A: Monitoraggio colorando il fondo del letto del fiume (sample area). B: Raffigurazione di traccianti attivi, o meglio PIT, utilizzati nell'Esterio Morales (2016).	35
Figura 32.	Sensore acustico (Geofono Giapponese) installato nel torrente Estero Morales in Cile	37
Figura 33.	Illustrazione di una piastra utilizzata nei metodi acustici per individuare il trasporto al fondo	37
Figura 34.	Localizzazione area di studio (in successione Cile, bacino del Maipo e il bacino dell'Esterio Morales)	41
Figura 35.	Paesaggio caratteristico delle Ande (quota \cong 2200 m.s.l.m.)	43
Figura 36.	Esempio di un paesaggio di un bosco sclerofillo (Santiago)	44
Figura 37.	Come si presenta la parte finale della valle del Rio Vulcan prima di arrivare in Estero Morales	46
Figura 38.	Bacino dell'Esterio Morales (Cile); in colore blu è rappresentata la rete idrografica del Morales, invece i colori rappresentano l'altitudine (dal grigio quella più elevata all'azzurro quella più bassa)	47
Figura 39.	In Fig. A l'inizio dell'Esterio Morales, in Fig. B, il Morales che confluisce nel Rio Vulcan.	48
Figura 40.	Portata liquida registrata nell'Esterio Morales, periodo Gennaio-Aprile 2015	48
Figura 41.	Differenti portate durante il giorno nell'Esterio Morales	49
Figura 42.	Vegetazione nella parte superiore del torrente	50
Figura 43.	Vegetazione nella parte inferiore del torrente	50
Figura 44.	Suddivisione in sezioni del tratto di studio dell'Esterio Morales	51
Figura 45.	Due esempi delle sezioni 13 e 28 nell'Esterio Morales	52
Figura 46.	Grafico altitudine e distanza cumulata tra le varie sezioni di studio	52

Figura 47.	PIT passivo, illustrazione di come viene inserito all'interno di un ciottolo e delle sue caratteristiche (Liebault, 2009)	55
Figura 48.	Esempio di un PIT ritrovato fuori dall'acqua (evidente chiusura eseguita con resina bicomponente)	56
Figura 49.	Esclusione del PIT dal monitoraggio	57
Figura 50.	Errore dell'operatore nell'utilizzo dell'antenna – parziale indagine dell'area di studio	57
Figura 51.	PIT sotterrato dai sedimenti	57
Figura 52.	Immagine dell'antenna utilizzata nell'Esterio Morales (A); operazioni di monitoraggio dei PIT nell'Esterio Morales (B)	58
Figura 53.	Distanziometro laser, Impulse 200R	59
Figura 54.	Esempio di quattro clasti inseriti nell'Esterio Morales	61
Figura 55.	Disposizione dei clasti prima di essere inseriti nell'Esterio Morales (monitoraggio 2016)	62
Figura 56.	% di PITs trovati nei monitoraggi 2015 e 2016, in verde la % di trovati, in rosso la % di non ritrovati	63
Figura 57.	Stazione idrometrica nel torrente Esterio Morales	64
Figura 58.	Portate Esterio Morales 2015, le linee in rosso indicano le date di monitoraggio	65
Figura 59.	Portate Esterio Morales 2016, le linee in rosso indicano le date di monitoraggio	68
Figura 60.	Confronto distanza media di trasporto (L_i) esibita dai PIT e il rispettivo diametro (D_i), per i monitoraggi del 2015 e 2016 nell'Esterio Morales	73
Figura 61.	Confronto tra la portata al picco e percentili D 16-50-84-90, mobilitati da Q_{peak} per i monitoraggi del 2015 e 2016 nell'Esterio Morales	75
Figura 62.	Monitoraggio 2015: confronto distanza media di trasporto (L_i) esibita dai PIT e il rispettivo diametro (D_i)	83
Figura 63.	Monitoraggio 2016: confronto distanza media di trasporto (L_i) esibita dai PIT e il rispettivo diametro (D_i)	83
Figura 64.	Portata al picco e percentili D 16-50-84-90, mobilitati da Q_{peak} per il monitoraggio del 2015	85
Figura 65.	Portata al picco e percentili D 16-50-84-90, mobilitati da Q_{peak} per il monitoraggio del 2016	85

Indice Tabelle

Tabella n°1. Suddivisione delle particelle elementari che costituiscono il terreno secondo la scala di Wentworth	4
Tabella n°2. Descrizione del grado di asimmetria a seconda dell'indice di Folk & Word (1957) (Bunte & Abt,2001)	9
Tabella n°3. Altitudine, distanza tra sezioni (la distanza tra sezioni corrisponde alla distanza tra una sezione e la sezione successiva) e distanza cumulata (corrisponde alla distanza cumulata dall'inizio del tratto di studio) del tratto di studio sull'Estero Morales	53
Tabella n°4. Specifiche tecniche del LaserTech® Impulse 200R	59
Tabella n°5. Giornate di rilascio dei PIT e numero PIT rilasciati nell'Estero Morales nel 2015	65
Tabella n°6. Monitoraggio PIT 2015: nella prima di colonna di sinistra vengono indicati i giorni in cui è stato effettuato il monitoraggio dei PIT (20 giornate totali), nella seconda colonna, PIT in alveo, è indicata la somma progressiva dei PIT presenti in alveo (vedi tab.5); nell'ultima colonna invece sono indicati il numero di PIT ritrovati a ogni giornata di monitoraggio.	66
Tabella n°7. Risultati monitoraggio 2015. Survey: data di monitoraggio dei PIT, Qpeak: picco nel periodo indagato (m^3/s), ω_{peak} : stream power (vedi descrizione pag.15), Li: distanza media percorsa dai traccianti (in m), n°: numero di PIT rilevato, Rr: recovery rate (%), o tasso di recupero, T distanza giorni tra i vari monitoraggi.	67
Tabella n°8. Giornate di rilascio dei PIT e numero PIT rilasciati nell'Estero Morales nel 2016	69
Tabella n°9. Monitoraggio PIT 2016: nella prima di colonna di sinistra vengono indicati i giorni in cui è stato effettuato il monitoraggio dei PIT (20 giornate totali), nella seconda colonna, PIT in alveo, è indicata la somma progressiva dei PIT presenti in alveo (vedi tab.8); nell'ultima colonna invece sono indicati il numero di PIT ritrovati a ogni giornata di monitoraggio.	69

Tabella n°10. Risultati monitoraggio 2016. Survey: data di monitoraggio dei PIT, Qpeak: picco nel periodo indagato (m ³ /s), ω peak: stream power (vedi descrizione pag.15), Li: distanza media percorsa dai traccianti (in m), n°: numero di PIT rilevato, Rr: recovery rate (%), o tasso di recupero, T distanza giorni tra i vari monitoraggi.	70
Tabella n°11. Riassunto dati monitoraggio 2015 e 2016	72

Riassunto

Al fine di determinare e comprendere le caratteristiche dei collettori fluviali, oltre ai tradizionali aspetti quali condizioni idrauliche, morfologiche e topografiche, risulta fondamentale l'analisi del trasporto solido che in questo tipo d'ambiente può verificarsi. Questo perché il trasporto solido assieme alla portata liquida costituisce la portata totale di un torrente o fiume. Il trasporto solido può avvenire principalmente tramite due modalità, in sospensione e al fondo. Il trasporto in sospensione riguarda il materiale fino, invece il trasporto di fondo, consiste nella mobilitazione del materiale grossolano. Un'approfondita valutazione del trasporto solido di fondo è essenziale in quanto tale processo influenza la morfologia fluviale, i processi erosione-deposizione, la creazione di habitat fluviali, la definizione delle zone a rischio ed il dimensionamento di opere idrauliche.

Al fine di monitorare il trasporto solido di fondo, tra gli anni '50 e '60 è stato introdotto l'uso di ciottoli-traccianti, iniziando con semplici clasti colorati distribuiti lungo il letto fluviale dei collettori indagati. Nel corso degli ultimi vent'anni ha preso sempre più piede, l'utilizzo dei traccianti equipaggiati con Passive Integrated Transponder (PIT), inseriti all'interno dei clasti. Con questa nuova metodologia, è possibile esaminare la mobilità dei clasti nel lungo periodo, riuscendo anche a ritrovare i traccianti sotterrati sino a una profondità di 0,5 m. Questi studi permettono di determinare numero e dimensione dei clasti mobilitati, oltreché la distanza di trasporto e quindi la velocità (virtuale) con cui sono stati trasportati. Tali informazioni possono essere di notevole aiuto in diversi campi d'applicazione quali la quantificazione del materiale movimentabile durante eventi di piena o la valutazione dell'erodibilità del letto del collettore (*active layer*), solo per citarne alcuni. Il presente studio ha riguardato il monitoraggio del trasporto solido di fondo in ambiente montano, sulla catena delle Ande, in Cile, più precisamente nel bacino dell'Esterio Morales, durante il periodo 2015-2016. Il bacino glaciale dell'Esterio Morales è stato scelto perché durante il periodo estivo offre molteplici eventi di piena nel breve periodo, al contrario dei bacini non glaciali dove gli eventi di piena sono diluiti durante tutto l'arco dell'anno.

L'intero bacino comprende un'area di circa 27 km², situata all'interno del parco naturale *Monumento Natural El Morado*. L'Esterio Morales trae origine a 3815 m s.l.m. dal ghiacciaio San Francisco e confluisce nel Rio Vulcan a 1850 m s.l.m. Il tratto di studio indagato è posto nella parte terminale del bacino, e si estende per circa 745 metri. In quest'area il monitoraggio del trasporto solido è avvenuto tramite l'uso di PIT, che inseriti nei ciottoli, ne hanno permesso l'individuazione tramite un sistema di rilevamento mobile

(antenna Oregon RFID). Le campagne di monitoraggio svoltesi nel 2015 e 2016 hanno previsto rispettivamente l'utilizzo di 380 e di 197 PITs. Nei due monitoraggi sono stati raggiunti tassi di recupero del 44,20% nel 2015 e del 25,90% nel 2016. Tali valori sono in linea con i tassi ottenuti da lavori simili riguardanti il monitoraggio tramite traccianti passivi. In termini di portata massima nell'Estero Morales sono stati registrati Qpeak di 3,37 m³/s nel 2015 e di 4,28 m³/s nel 2016, invece in termini di portata media sono stati registrati valori di 1,90 m³/s nel 2015 e di 2,59 m³/s nel 2016. Le analisi dei monitoraggi 2015 e 2016, riguardanti il rapporto tra distanza media percorsa e diametro hanno fatto registrare distanze di trasporto comprese tra 11,04 e 34,80 m per portate <2,5 m³/s, tra 20,79 e 59,50 m per portate tra 2,5 e 3,5 m³/s, tra 82,50 e 138,56 m per portate >3,5 m³/s; evidenziando poi che al di sopra di portate >3,0 m³/s si sono verificate condizioni di trasporto in equimobilità. La successiva analisi riguardante il rapporto tra portata al picco e distribuzione granulometrica dei traccianti mobilitati ha mostrato valori di R²= 0,423 per il D16, di R²= 0,334 per il D50, di R²= 0,392 per il D84 e di R²= 0,193 per il D90 rapportando che in condizioni di forze idrauliche uguali, il materiale più grossolano presenta maggiore variabilità in termini di asse b rispetto ai percentili inferiori. Tale tesi prosegue lo studio del trasporto solido iniziato nell'Estero Morales alcuni anni fa, consentendo di ottenere interessanti risultati sulla mobilità del trasporto solido di fondo ed attestando come l'utilizzo dei PITs si dimostri un metodo particolarmente adatto a tale studio.

Abstract

In addition to the traditional aspects such as hydraulic, morphological and topographic conditions, to determine and better understand the characteristics of fluvial channel, it's crucial to analyze the solid transport that in this type of environment can happen. This because the sediment transport combined whit the liquid discharge compose the total flow of a stream or river. The sediment transport can mainly take place in two ways, in suspension and bedload. Suspended sediment transport refers to the fine material, while the bedload transport consists in the mobilization of coarse sediment. An assessment of bedload transport is essential because this process can influence river morphology, erosion-deposition processes, rivers habitat creation, definition of risk areas and the design of in-channel structures.

In order to monitor bedload transport, the use of pebbles-tracers was introduced in the 50s and 60s, starting with simple colored clusters distributed along the river bed of the investigated channel. In the last twenty years, tracers equipped with Passive Integrated Transponder (PIT), inserted into clusters were used. With this new method, it's possible to examine sediment mobility over the long-term, even finding the buried tracers up to a 0,5 m depth. This method permits to define the number and the size of the mobilized clasts, as well as the transport distance and the virtual velocity. Such information can be of great help in various fields of application such as quantification of movable material during flood events or the evaluation of the active layer.

This study examines the bedload transport in the Andes mountain's environment, Chile, more precisely in the Estero Morales basin, during 2015-2016. The Estero Morales has been chosen as study site because, thanks to presence of the glacier "San Francisco", during the summer it offers a large number of flood events in the short term, unlike the unglaciated basins where flood events occur rarely.

The basin covers an area of about 27 km², located within the park called "*Monumento Natural El Morado*". The Estero Morales creek originates at 3815 m a.s.l. from the San Francisco Glacier and flow into the Rio Vulcan at 1850 m. a.s.l. The surveyed area is located at the end of the river basin, and is 745 m long. In this area, the sediment transport was monitored through the use of PIT, which were inserted into the clasts, and detected by a mobile antenna (Oregon RFID). Monitoring campaigns conducted in 2015 and 2016 used 380 and 197 PITs respectively. Recovery rates of 44.20% in 2015 and 25.90% in 2016 were achieved. These values are in line with the rates obtained by similar works based on

monitoring through passive tracers. In terms of peak of water discharge, a Q_{peak} equal to $3.37 \text{ m}^3/\text{s}$ was recorded in 2015 while $4.28 \text{ m}^3/\text{s}$ in 2016. In the average terms $1.90 \text{ m}^3/\text{s}$ in 2015 and $2.59 \text{ m}^3/\text{s}$ in 2016 were recorded. The analysis about the ratio between average travel distance and diameter showed transport distances between 11.04 and 34.80 m for discharge $< 2.5 \text{ m}^3/\text{s}$, between 20.79 and 59.50 m for discharge between $2.5 - 3.5 \text{ m}^3/\text{s}$, between 82.50 and 138.56 m for discharge $> 3.5 \text{ m}^3/\text{s}$. Also, the results showed that with discharge $> 3.0 \text{ m}^3/\text{s}$ occurred equal mobility conditions. The further analysis compared peak of water discharge and grain size distribution of the mobilized tracers, showing relationships equal to $R^2 = 0.423$ for D16, $R^2 = 0.334$ for D50, $R^2 = 0.392$ for D84 and $R^2 = 0.193$ for the D90. This results showed that in case of equal hydraulic forcing, the coarse material presents greater variability in terms of b-axis than the lower percentiles.

This thesis is part of the study about the bedload monitoring that began in the Estero Morales some years ago. The use of PITs tracers, allowed to obtain interesting results about the mobility of coarse sediment material, highlighting that the use of PITs may be particularly suitable.

1. Il trasporto solido in ambiente fluviale

Il trasporto solido in ambiente fluviale e le sue modalità dipendono dal peso specifico, dalla forma e dalle dimensioni dei sedimenti, dalla velocità e dalla portata dell'acqua, e infine dalla morfologia del letto (Castiglione, 1979).

Il trasporto solido è parte essenziale di un sistema fluviale, rappresentando il processo con cui sedimento di varia dimensione è trasportato a valle. Tale processo può avvenire tramite diverse modalità, a seconda delle caratteristiche del materiale (peso e dimensione) e caratteristiche energetiche della corrente (velocità e turbolenza) (Materiale Didattico Fluviomorfologia, Lenzi, 2015). I diversi processi di trasporto solido lungo un collettore possono essere:

- **Trasporto per fluitazione:** Il trasporto per fluitazione riguarda il materiale più leggero dell'acqua, tipicamente detrito vegetale, in particolare il materiale legnoso, che percorre vicino alla superficie dell'acqua.
- **Trasporto in soluzione:** Il trasporto in soluzione riguarda il materiale disciolto e legato con le molecole d'acqua che trasportano il sedimento. Questo trasporto avviene a seconda dei legami chimico-fisici dei vari minerali idrosolubili come calcari, gessi, dolomie ecc.
- **Trasporto in sospensione:** Trasporto determinato dal grado di turbolenza della corrente e dalla dimensione dei sedimenti. Il trasporto in sospensione è formato solitamente da materiali di piccole dimensioni come sabbia, limo e argilla; spesso identificato con il termine "torbidità".
- **Trasporto di fondo (*bedload*):** Il trasporto del materiale grossolano avviene per rotolamento, strisciamento e saltazione, a continuo contatto con il letto del collettore.

L'insieme di tutti questi tipi di trasporto forma la portata solida o meglio la quantità di materiale trasportato in una determinata sezione trasversale in un dato tempo.

Come descritto prima, il materiale mobilitato in sospensione necessita di piccole sollecitazioni per venire trasportato, molto maggiore è invece l'energia che serve al materiale grossolano per essere trasportato. La valutazione dell'inizio del moto di particelle giacenti sull'alveo di un corso d'acqua può essere fatta partendo dall'assunzione che una particella è stabile quando c'è equilibrio tra le forze che tendono a movimentarla e le forze che invece tendono ad opporsi al movimento (Materiale Didattico Fluviomorfologia, Lenzi, 2015). Secondo la teoria di Shields (1936), relativa all'ipotesi di sedimento uniforme non

coesivo e fondo orizzontale; una singola particella risulta soggetta alle forze di resistenza idrodinamica R , di portanza P e di spinta di galleggiamento B che tendono a mobilizzarla, ed alle forze resistenti del peso P e di attrito A (Fig. 1). Il trasporto avverrà quando la forza idrodinamica risulterà pari alla forza di attrito, ovvero quando $A \leq R$.

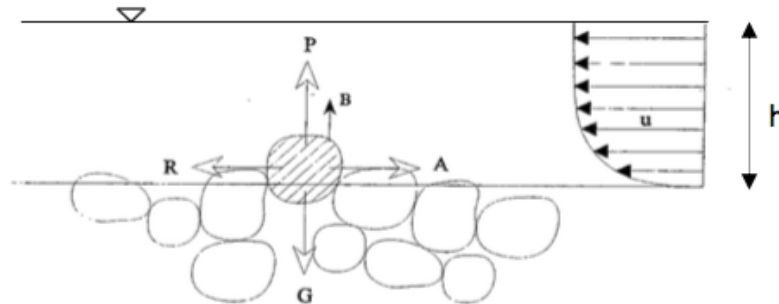


Figura 1: Schema figurativo della teoria di Shields (1936)

Il trasporto solido ha inizio quando τ , o meglio lo sforzo tangenziale, cioè quello sforzo o tensione a cui è sottoposto il materiale sul piano in cui è posto, oltrepassa il τ_c , cioè lo sforzo resistente limite che dipende in larga misura dalle dimensioni dei clasti posti sul contorno del corso fluviale. Lo sforzo però non essendo uniforme su tutto il contorno, viene definito τ medio, perché più ridotto sulle sponde rispetto al fondo

$$\tau \geq \tau_c \quad (1)$$

- Perché importante calcolare il trasporto solido?

Oltre la valutazione del τ_c che consente la corretta progettazione dei canali e della stima della portata liquida che innesca il trasporto solido, la valutazione quantitativa del trasporto solido di fondo è fondamentale ed essenziale per la caratterizzazione geomorfologica di un corso fluviale, la progettazione degli interventi di sistemazione dei corsi d'acqua montani (come briglie, piazze di deposito ecc.), la valutazione dell'erosione di un tratto d'alveo o dell'erosione localizzata, la previsione del trasporto solido (correnti iperconcentrate, colate detritiche), perimetrazione delle zone a rischio e la creazione di possibili habitat fluviali.

1.1 Caratterizzazione granulometrica dei sedimenti

Lo studio della morfologia di un corso d'acqua e delle caratteristiche idrauliche non possono prescindere solo dall'analisi del materiale costituente il letto ma si rende necessario caratterizzare l'intero materiale presente su tutta la sezione della bankfull. L'analisi granulometrica dei sedimenti risulta necessaria per i seguenti obiettivi:

- Stima della portata solida,
- Valutazione della pendenza di correzione,
- Valutazione portata di moto incipiente,
- Studi di morfologia fluviale
- Analisi del moto incipiente,
- Valutazione degli habitat fluviali.

I sedimenti fluviali derivano da processi erosivi che si esplicano attraverso la rimozione di particelle solide, sia dai versanti, sia dalle sponde del corso d'acqua stesso (Bovo, 2013). I sedimenti possono derivare dalla disgregazione diretta di roccia affiorante, o indirettamente dall'erosione di suoli, di depositi superficiali sui versanti o dei depositi alluvionali stessi. In un bacino idrografico, inoltre, la produzione dei sedimenti può essere di tipo distribuito, dovuta a fenomeni di ruscellamento superficiale, o di tipo concentrato (Bovo, 2013). Un bacino idrografico generalmente può essere diviso in tre zone, la zona di produzione dei sedimenti, la zona di trasporto dei sedimenti e la zona di deposizione che corrisponde alla porzione terminale del bacino idrografico. Una volta raggiunta la rete idrografica, il sedimento può essere soggetto all'azione della corrente, che se dispone di energia sufficiente, può trasportare verso valle il materiale solido per una distanza ed un tempo variabile a seconda delle caratteristiche idrauliche della corrente stessa. Le particelle più fini, come le argille, necessitano di un'energia del flusso bassissima per essere trasportate; i clasti più grandi invece si mettono in moto soltanto al superamento di un certo valore critico di portata e quindi, se movimentati, si spostano a continuo contatto col fondo o per salti intermittenti (*bedload*).

1.1.1 Classificazione dei sedimenti

Per avere un quadro più approfondito della classificazione dei sedimenti di un corso fluviale, bisogna iniziare ad analizzare più in dettaglio le caratteristiche dei clasti, studiando le caratteristiche come la tessitura e la granulometria, classificate poi per varie categorie. Generalmente le particelle vengono distinte tra componenti più grossolani o scheletro che presentano un diametro (D) $> 2\text{mm}$ e la terra fine che comprende particelle il cui $D < 2\text{mm}$ (la terra fine comprende sabbia, limo e argilla). Nella seguente tabella (Tab. 1) è riportata in dettaglio la suddivisione delle particelle di sedimento secondo la classificazione dell'*American Geophysical Union* la quale adotta la scala di *Wentworth* (Giardini, 2003).

Tabella 1: Suddivisione delle particelle elementari che costituiscono il terreno secondo la scala di Wentworth.

Denominazione	Diametri caratteristici
Massi	$>256\text{ mm}$
Ciottoli	$64\text{-}256\text{ mm}$
Ghiaia	$2\text{-}64\text{ mm}$
Sabbia	$1/16\text{-}2\text{ mm}$
Limo	$1/256\text{-}1/16$
Argilla	$<1/256\text{ mm}$

In ambito fluviale, esiste una grande variabilità di scala fra gli elementi più fini e i massi di grosse dimensioni. Se le classi diametriche fossero assegnate in progressione aritmetica la distribuzione di frequenza dei sedimenti fluviali tenderebbe ad essere log-normale quindi con una coda molto lunga verso la parte grossolana. Le distribuzioni di tipo logaritmico sono più difficili da trattare di quelle normali per cui per rendere più facile l'analisi delle curve di frequenza si adotta una progressione geometrica di passo due in cui i diametri raddoppiano a ogni classe superiore (Eq. 2) (Bunte & Abt, 2001). Per trasformare una distribuzione log-normale in una distribuzione normale si introduce una scala aritmetica espressa tramite l'indice Φ (*Phi*):

$$\Phi = \log_2 D \quad (2)$$

Il valore di Φ per un diametro di 2mm , convenzionalmente separa il sedimento fino (sabbia, limo e argilla) da quello grossolano (ghiaia, ciottoli e massi) (Bunte & Abt, 2001). Tale valore può essere calcolato come:

$$\Phi = -\log_2 D = -\log_2 2 = -1 \quad (3)$$

Per denominare i sedimenti, solitamente si utilizza la classificazione dell'*American Geophysical Union*, adottando la scala di *Udden-Wentworth* (Fig. 2), che suddivide i vari diametri in mm, in intervalli di Φ da -12 per i grossi massi a 12 per le argille. L'indice Φ essendo una progressione geometrica, consente nella rappresentazione della curva granulometrica, di compensare adeguatamente la parte grossolana, che di solito è preminente. L'impiego di questa scala oltre a dar luogo a valori numerici contenuti, tipici dello spazio logaritmico, consente anche di fare riferimento a tecniche di analisi ampiamente sviluppate nel settore sedimentologico, senza perdere una diretta riconducibilità ai valori metrici data la semplicità dell'equivalenza (Mao, 2004).

Descrizione grandezza particella		$\Phi = -\log_2$	mm	$\Psi = \log_2$
Boulder	very large	-12,0	4096	12,0
		-11,5	2896	11,5
		-11,0	2048	11,0
	large	-10,5	1448	10,5
		-10,0	1024	10,0
	medium	-9,5	724	9,5
		-9,0	512	9,0
	small	-8,5	362	8,5
		-8,0	256	8,0
Cobble	large	-7,5	181	7,5
		-7,0	128	7,0
	small	-6,5	90,5	6,5
		-6,0	64	6,0
Gravel	very coarse	-5,5	45,3	5,5
		-5,0	32	5,0
	coarse	-4,5	22,6	4,5
		-4,0	16	4,0
	medium	-3,5	11,3	3,5
		-3,0	8,00	3,0
	fine	-2,5	5,66	2,5
	-2,0	4,00	2,0	
	very fine	-1,5	2,83	1,5
		-1,0	2,00	1,0
Sand	very coarse	-0,5	1,41	0,5
		0,0	1,00	0,0
	coarse	0,5	0,707	-0,5
		1,0	0,500	-1,0
	medium	1,5	0,354	-1,5
		2,0	0,250	-2,0
	fine	2,5	0,177	-2,5
	3,0	0,125	-3,0	
	very fine	3,5	0,088	-3,5
		4,0	0,063	-4,0
Silt		8,0	0,0039	-8,0
Clay		12,0	0,00024	-12,0

Figura 2: Classificazione di Udden-Wentworth per i materiali incoerenti. Suddivisione dei sedimenti in base alle loro dimensioni in mm (Mao, 2004).

1.1.1.1 Curva granulometrica e calcolo percentili

Una particella presenta 3 diametri relativi e altrettanti assi (a, b, c) perpendicolari tra di loro (Fig. 3). Tra questi è l'asse intermedio b che determina il passaggio della particella in un setaccio, per questo b è l'asse da determinare per caratterizzare un determinato clasto. Il risultato di un'analisi della granulometria in un tratto di un corso d'acqua, è una collezione di pesi o del diametro dei sedimenti stessi.

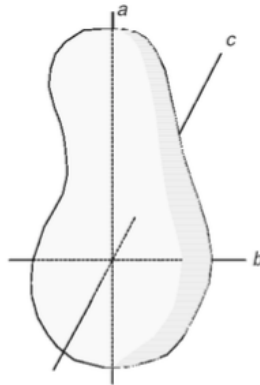


Figura 3: Esempio di una particella di sedimento.

Una volta eseguito il rilievo in campo, il primo passo dell'analisi dei sedimenti è quindi quello di ordinare i pesi o la numerosità delle particelle ottenute per ogni classe diametrica (Bunte & Abt, 2001). Il calcolo della frequenza relativa, è ottenuto attraverso il rapporto percentuale fra il peso o il diametro di ogni classe diametrica e il campione totale analizzato. La curva di frequenza relativa ha un andamento di solito a campana ma può presentare più picchi indicativi della presenza contemporanea di diverse frazioni granulometriche tra di loro disgiunte, in termini analitici rappresenta la derivata della curva di frequenza cumulata (Fig. 4). La frequenza cumulata viene invece calcolata sommando la frequenza relativa di ciascuna classe diametrica, alla somma delle frequenze relative delle classi diametriche precedenti, e rappresenta la percentuale, riferita al totale del campione, del sedimento più fine relativamente ad ogni classe diametrica. La curva di frequenza cumulata è una curva crescente terminante a 100 %, con punti di flesso in corrispondenza dei valori modali di frequenza e rappresenta l'integrazione della curva di frequenza relativa (Bunte & Abt, 2001). I percentili si possono calcolare per via grafica utilizzando la curva di frequenza cumulata. Infatti, in quest'ultima, i diametri associati a una certa percentuale di passante vengono definiti diametri percentili e si indicano ad esempio come D_{16} , D_{50} , D_{84} , dove il numero indica la percentuale considerata (Bunte & Abt, 2001).

I percentili stessi possono anche essere calcolati attraverso un metodo di interpolazione lineare dai dati di frequenza cumulata F , usando gli indici Φ , tramite la seguente equazione:

$$\Phi_x = \Phi_{inf} + ((\Phi_{sup} - \Phi_{inf}) / (F_{sup} - F_{inf})) * (F_x - F_{inf}) \quad (4)$$

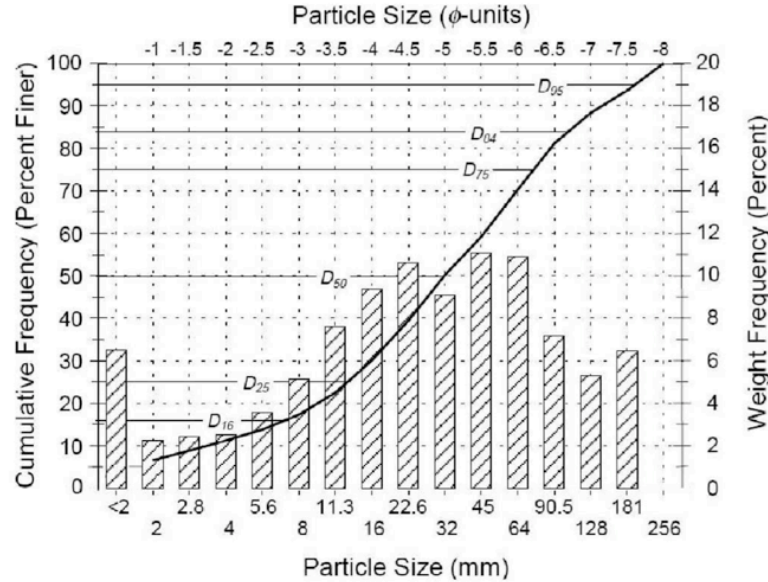


Figura 4: Grafico della curva di frequenza relativa e cumulata.

Φ_x è l'indice Φ relativo al percentile F_x cercato, Φ_{inf} e Φ_{sup} quelli immediatamente inferiori e superiori ricavabili direttamente dai dati di F (Bunte & Abt, 2001). In seguito per ottenere il dato in mm, ovvero convertire Φ a D si usa:

$$D_m = 2^{-\Phi_x} \quad (5)$$

Dato che difficilmente si riscontrano granulometrie esattamente uniformi, non basta un solo diametro a caratterizzarle, ma servono più parametri per una giusta descrizione. Si utilizzano quindi, ulteriori parametri relativi che sono:

1.1.1.2 Diametro medio

Rappresenta il baricentro della curva di frequenza relativa e può venir calcolato come una media ponderata della frequenza relativa (f_i) e del phi medio (ϕ_{ci}) della classe i-esima considerata secondo la seguente formula:

$$\phi_m = \frac{\sum f_i * \phi_{ci}}{100} \quad (6)$$

1.1.1.3 Moda

Il valore modale è dato dalla classe che presenta la frequenza relativa maggiore ed è rappresentato dal picco della distribuzione. Se a questo valore possono associarsi altre classi con picchi minori rappresentanti mode secondarie, si parla di distribuzione bimodale o plurimodale.

1.1.1.4 Mediana

È il centro della distribuzione cumulata ed è data dal diametro che la divide in 2 parti realmente equivalenti, ovvero il diametro percentile D_{50} . Nei corsi d'acqua montani, il diametro medio tende ad essere maggiore del D_{50} , data la generale asimmetria verso la granulometria grossolana.

1.1.1.5 Deviazione standard

La deviazione standard rappresenta la diffusione o dispersione della distribuzione di una serie di dati, rispetto a una distribuzione normale. Quanto più una miscela di sedimenti si presenta formata da particelle di dimensioni diverse, tanto più essa sarà definita eterogenea (Fig. 5, A), non uniforme e gradata, in questo caso la dispersione dei dati sarà maggiore, così come il valore di deviazione standard. Al contrario quando le miscele presentano sedimenti con diametro simile possono essere descritte come omogenee (Fig. 5, B), uniformi e classate, in questo caso la dispersione dei dati sarà minore, così come il valore di deviazione standard.

La deviazione standard σ si può calcolare nel seguente modo, seguendo un approccio geometrico:

$$\sigma = \sqrt{\frac{D_{84}}{D_{16}}} \quad (7)$$

Per $\sigma < 1.35$ la distribuzione può considerarsi uniforme, ovvero la curva di frequenza cumulata tende ad essere verticale. Nella pagina successiva in Fig. 5 si possono vedere due esempi di come la deviazione standard risulti totalmente differente con granulometrie omogenee e eterogenee.

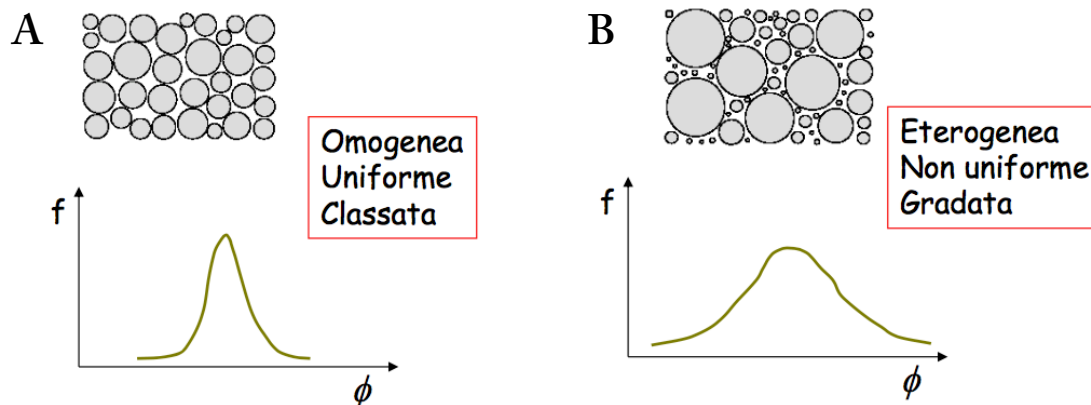


Figura 5: Esempi di frequenze con relativi valori di deviazione standard, (in A deviazione uniforme, in B deviazione non uniforme).

1.1.1.6 Coefficiente di classazione

Descrive il grado di variabilità del diametro medio dei granuli, dipende quindi dall'eterogeneità dei sedimenti. Si calcola con la formula di Folk e Ward (1957), molto precisa perché “sensibile” alle code della distribuzione (D_5, D_{90}):

$$S = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6} \quad (9)$$

1.1.1.7 Coefficiente di asimmetria (Skewness)

Le curve dei sedimenti fluviali tendono a essere log-normali cioè presentano una forte asimmetria con la coda verso la parte grossolana (Fig. 6). Il coefficiente di asimmetria (Tab. 2), fornisce dunque una stima dello scostamento dalla distribuzione normale ed è condizionato dalla presenza o assenza di materiale più fine o più grossolano rispetto alla moda. Il coefficiente di asimmetria (*Skewness*) può essere stimato tramite l'equazione:

$$Sk = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{50}}{\Phi_{84} - \Phi_{16}} - \frac{\Phi_{50} - \Phi_5}{\Phi_{95} - \Phi_5} \quad (10)$$

Tabella 2 Descrizione del grado di asimmetria a seconda dell'indice di Folk & Word (1957) (Bunte & Abt, 2001)

Coefficiente di asimmetria	Descrizione
-0.3 a -1	Molto asimmetrica verso il fine
-0.1 a 0.3	Asimmetrica verso il fine
-0.1 a 0.1	Quasi simmetrica
0.1 a 0.3	Asimmetrica verso il grossolano
0.3 a 1	Molto asimmetrica verso il grossolano

Se si usa l'indice ϕ si ha:

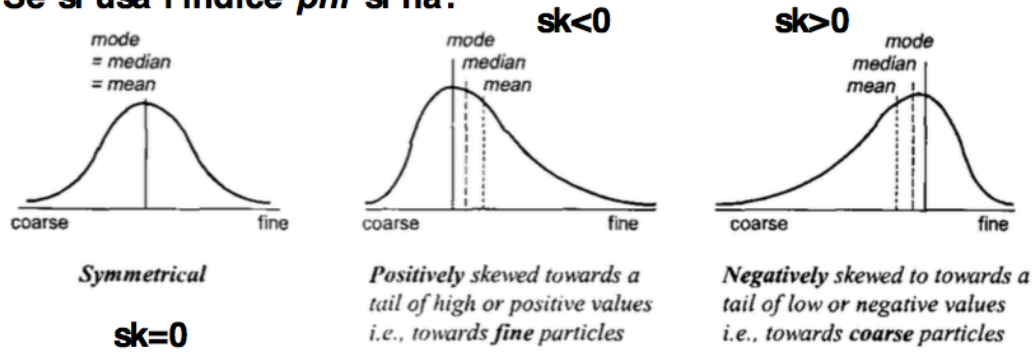


Figura 6: Variazione della distribuzione granulometrica a seconda dei valori di asimmetria.

dove $\Phi_5, \Phi_{16}, \Phi_{50}, \Phi_{84}$ e Φ_{95} sono i percentili espressi in valore di Φ ricavati dalla curva di frequenza cumulata. La tabella 2 rappresenta la descrizione del grado di asimmetria a seconda dei diversi valori del coefficiente di *Skewness* (in Φ) dati dalla formula di Folk & Word (Bunte & Abt, 2001).

1.1.1.8 Modulo di Kramer

Il modulo di Kramer è un modulo che valuta integralmente la curva di distribuzione cumulata, perché più sensibile a tutti i percentili. Va quindi a creare un rapporto fra le 2 aree (inferiore e superiore) individuato dal D_{50} (Fig. 7). Più la curva sarà verticale, più le due aree saranno omogenee.

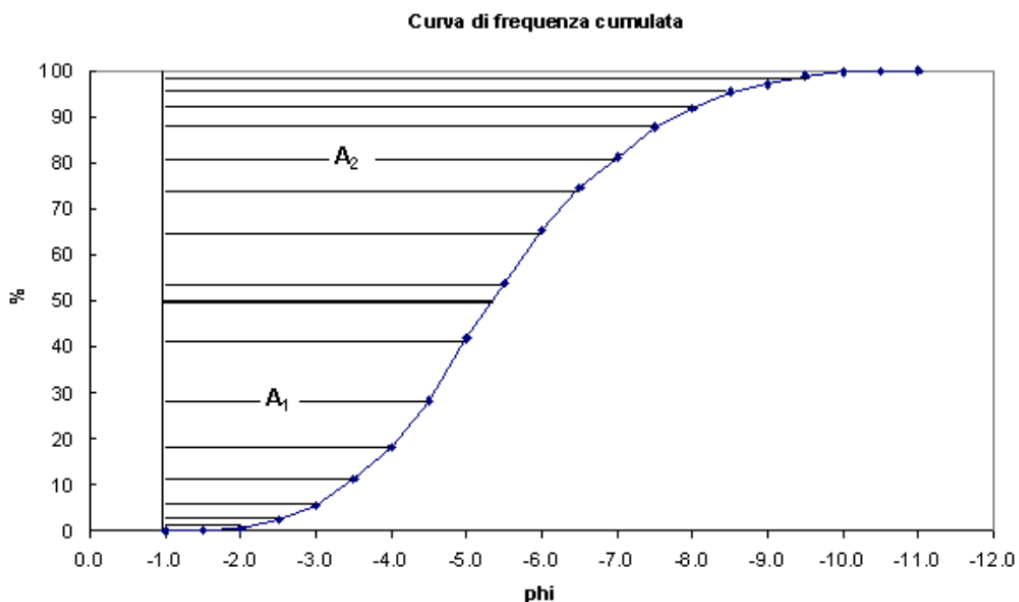


Figura 7: Esempio di un modulo di Kramer.

1.2 Morfologia fluviale

1.2.1 Configurazione generale

Una prima classificazione di un sistema fluviale può essere realizzata analizzando le caratteristiche del fiume da monte verso valle ed i cambiamenti nei parametri morfologici dell'alveo.

Il corso fluviale generalmente, si divide in 3 parti molto differenziate tra loro che sono: bacino di formazione, collettore e pianura alluvionale. Nelle zone del bacino di formazione, a causa delle forti pendenze e della formazione di piene improvvise, il collettore è generalmente a carattere torrentizio e a seconda del tipo di sedimento dei versanti, questo può assumere varie forme e caratteristiche. Procedendo verso valle, le pendenze diminuiscono portando a una riduzione della granulometria del sedimento, contemporaneamente ad un allargamento dell'alveo a causa delle minori velocità presenti, andando a formare tratti con andamento intrecciato o ramificato. Alla fine del suo corso il sistema fluviale trovando pendenze molto basse può assumere una morfologia meandriforme con un alveo ben definito e con una prevalenza di fenomeni deposizionali rispetto agli erosivi (Fig.8).

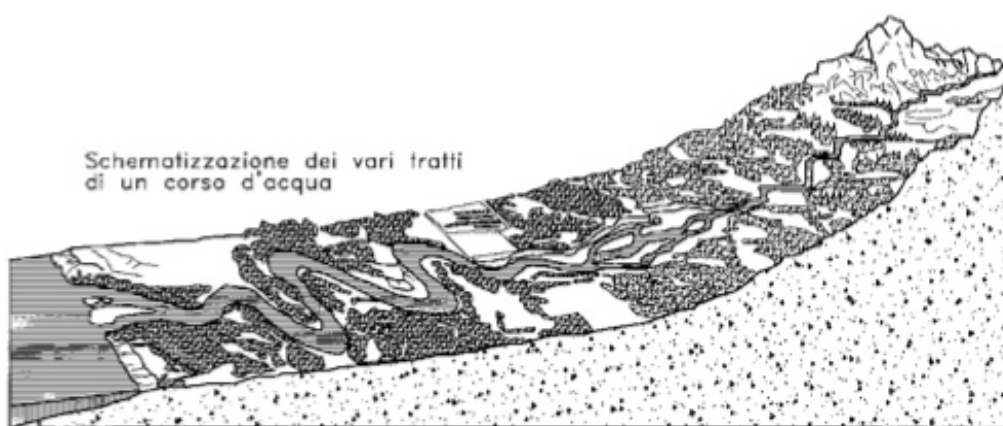


Figura 8: Schematizzazione dei vari tratti di un corso d'acqua (Paoletti, 1991)

Un sistema fluviale e la sua morfologia non possono però essere classificata in modo così semplificato. A causa delle influenze antropiche e delle complessità che possono caratterizzare un corso d'acqua, una classificazione più dettagliata è necessaria. I sistemi fluviali, in particolare, sin dai primi insediamenti umani, sono stati contraddistinti da radicali trasformazioni dei naturali processi evolutivi dell'idrosistema (Lenzi et al., 2000). L'influenza dell'uomo può evidenziarsi nel singolo tratto ma anche a scala d'intero bacino, portando a variazioni delle morfologie locali, della stabilità costiera e dei versanti. Ad

esempio, nella pianura padano-veneta, numerosi autori (Govi e Turitto, 1993; Dutto e Maraga, 1994; Dutto, 1995) hanno individuato una serie di modificazioni diffuse alla maggior parte dei sistemi fluviali, quali:

- diffusa tendenza dei tratti d'alveo pluricursali a diventare unicursali;
- aumento, nelle sezioni trasversali, della profondità media e massima e relativo abbassamento delle quote idrometriche delle portate di magra;
- riduzione della larghezza degli alveotipi, conseguente aumento del raggio idraulico, diffusa tendenza alla riduzione dell'indice di sinuosità;
- diminuzione della portata solita (abbassamento dell'alveo fluviale).

La causa di questi mutamenti, verificatesi negli ultimi decenni ed in particolare a partire dagli anni '50, sono da ricondurre alla costruzione di dighe, canalizzazioni e difese spondali e ad un aumento delle sistemazioni idraulico-forestali sia in alveo che nei versanti. In riferimento di quanto detto, risulta evidente come sia necessario servirsi di classificazioni caratterizzate da un alto e ben definito grado di descrizione oltretutto una significativa attendibilità. Questo in quanto in natura l'esigenza di classificare è dettata dalla necessità di proporre e utilizzare linguaggi universali per la descrizione degli oggetti. Quindi, nei limiti della complessità degli oggetti descritti, le classificazioni sono chiavi di lettura fondamentali, senza le quali il trasferimento di informazioni sarebbe più complesso (Lenzi et al, 2000). In ambito fluviale, le classificazioni possono essere basate sui seguenti criteri:

- di localizzazione all'interno del bacino (tratto montano, pedemontano, vallivo);
- geometrici (canali meandriiformi, a canali intrecciati, rettilinei, ecc.);
- sedimentologici (corsi d'acqua in roccia, sabbiosi, ecc.);
- di dinamica evolutiva (tratto di scavo, di trasporto, ecc.);
- dalle forme di fondo (tratto a gradinata, a letto piano ecc.);
- combinati

Uno stesso tratto può essere quindi classificato in modi diversi a seconda del criterio adottato.

- Alcune definizioni citate nelle seguenti classificazioni:

- **Bankfull:** La portata alla “*bankfull*” o chiamata anche “portata a piene rive” è la portata massima che può transitare lungo un fiume o torrente senza inondare la piana adiacente. La portata bankfull, può essere definita come una piena ordinaria (che riempie tutta la sezione trasversale del corso d’acqua arrivando al livello più alto delle sponde), questo perché ogni anno abbiamo la probabilità che ci sia una piena uguale o superiore alla bankfull (una probabilità di circa il 67%), circa 2 di queste piene nell’arco di 3 anni;
- **Stream power:** Lo *stream power* è definito come la potenza della corrente disponibile a trasportare il materiale solido o meglio lo stream power definisce la dissipazione di energia potenziale per unità di lunghezza del canale ed è correntemente utilizzata nello studio dei processi di modellamento delle forme morfologiche (D’agostino, 2003). Comunemente formulata come:

$$\omega = \rho \times g \times Q \times S \quad (11)$$

Dove ρg rappresentano l’unità di peso dell’acqua, Q la portata e S la pendenza locale del tratto di canale.

- **Tumbling flow:** Fenomeno che si crea nelle pool delle rapide, in cui la corrente arriva dallo step in un regime super critico e si trasforma in subcritico nella pool. Il getto d’acqua rilasciato dal salto con elevato potere erosivo decelera il suo flusso diventando un regime subcritico e va a formare un risalto idraulico all’interno della pool (*tumbling flow*)
- **Tumbling e jet&wake flow:** Elementi che si formano nelle pool a causa della dissipazione dell’energia causata da regimi super critici degli step e delle elevate pendenze (non si trovano nei plane-bed).

1.2.2 Classificazione di Billi (1994)

La classificazione di Billi (1994) è una delle classificazioni più complete nella descrizione dell'intero sistema fluviale. Questa classificazione individua cinque diverse tipologie di alveo, considerando i seguenti parametri; trasporto solido totale, pendenza, granulometria, sinuosità, rapporto tra trasporto solido di fondo e totale, rapporto tra la larghezza e profondità.

Le cinque possibili morfologie sono: corsi d'acqua rettilinei, pluricursali a canali intrecciati (*braided*), pseudomeandriformi (*wandering*), meandriformi, anastomizzati (Fig. 9).

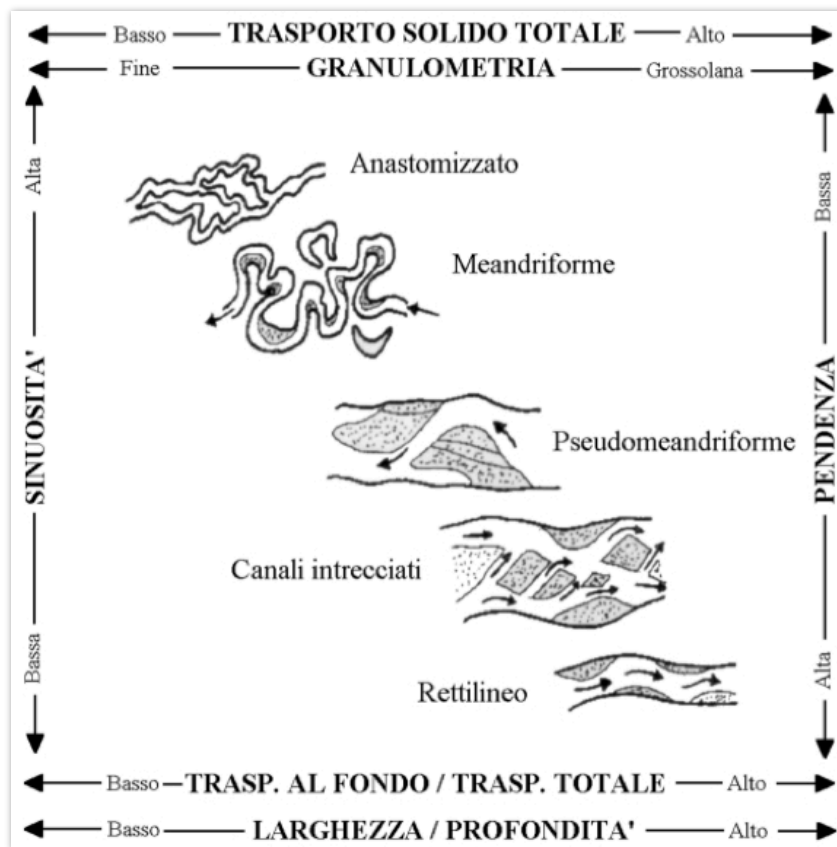


Figura 9: Classificazione di alvei fluviali basata sulla configurazione di trasporto solido, granulometria, sinuosità, pendenza, trasporto al fondo e il rapporto larghezza/profondità, (Billi, 1994).

1.2.2.1 Corsi d'acqua rettilinei

I corsi d'acqua rettilinei (Fig. 10) sono piuttosto rari ed in genere non si riscontrano tratti rettilinei di lunghezza superiore a 10 volte la larghezza dell'alveo. Questi corsi si formano prevalentemente in zone montane, dove le pendenze sono maggiori di 0,5-1% con forte alimentazione di sedimenti grossolani; rari esempi su pendenze molto basse si possono trovare in alcune zone costiere. Sono, infatti, tipici di strette valli a V, con spazi limitati per lo sviluppo di una piana alluvionale, dove perciò sono rari i fenomeni di avulsione e cambiamento di percorso. I tratti montani presentano poi, se a fondo mobile, morfologie a rapida, a *step-pool*, a fondo piano ed a *riffle-pool* (vedi capitolo 1.2.3, *morfologia di Buffington*); inoltre sono di solito le sponde ad essere rettilinee, mentre il filone principale segue spesso un percorso leggermente sinuoso alternato a barre. Queste barre sono sempre laterali, con larghezza pari a quella del canale e lunghezza che varia tra 2 e 7 volte la larghezza del canale stesso (Lenzi, 2012).



Figura 10: Esempio di fiume rettilineo

1.2.2.2 Corsi d'acqua a canali intrecciati (*braided*)

I corsi d'acqua pluricursali (*braided*) sono piuttosto comuni nell'ambito morfologico dei fiumi e si sviluppano in una grande varietà di ambienti. La maggior parte dei corsi d'acqua a canali intrecciati si trovano al fondo delle valli glaciali vicino alle zone montane fino alle zone pedemontane, con una prevalenza di materiale ghiaioso, con pendenze che variano tra 0,1 e 3% (in Italia Tagliamento, Piave e Brenta). Sembra che nel passato i corsi d'acqua pluricursali fossero più comuni, ad esempio lungo l'Appennino, o anche nei tratti pedemontani di Brenta e Piave. Le modificazioni verso un andamento unicursale sembra possano essere causate dall'attività antropica che tramite la creazione di argini, strade, ponti, alterazione dei regimi delle portate liquide e solide, hanno notevolmente alterato i sistemi fluviali. I fiumi *braided* si presentano con ampi alvei costituiti da più canali, con un'elevata presenza di *riffle* e *pool*. Le barre fluviali si osservano a diversi livelli topografici e si suddividono in due categorie: le barre basse sono soggette a modificazioni anche durante piene ordinarie e per questo sono generalmente prive di vegetazione, mentre le barre alte sono raggiunte dal deflusso soltanto durante eventi di maggior intensità, per tale ragione presentano sedimenti più fini e vegetazione, che pian piano stabilizza la barra stessa. I fiumi a canali intrecciati sono caratterizzati da elevata dinamicità, con spostamento delle barre e dei canali durante eventi di piena. Queste migrazioni laterali, avvengono per la maggior parte dei casi all'interno dell'alveo di piena e solo raramente si hanno modifiche del suo tracciato planimetrico. Infine, durante le fasi di magra pochi canali sono occupati dal flusso. Al crescere della portata, sempre più canali si attivano fino a riempire totalmente l'alveo di piena che può essere largo anche vari chilometri (Lenzi, 2012).



Figura 11: Esempio di fiume a canali intrecciati (*braided*)

1.2.2.3 Corsi d'acqua pseudomeandriiformi (*wandering*)

I corsi d'acqua *wandering* sono una categoria intermedia tra i fiumi a canali intrecciati e i meandriiformi. La pendenza di questi collettori è paragonabile a quelle dei corsi d'acqua a canali intrecciati, così come il sedimento, che è disomogeneo, spaziando tra granulometrie riferibili ai ciottoli, alle ghiaie ed alle sabbie. Hanno una sinuosità medio – bassa tra 1.3-1.5, sono caratterizzati da barre laterali alternate (spesso con forma a mezza luna) e da un canale attivo principale.

Può essere presente un secondo canale, generalmente aderente ad una delle due sponde, di larghezza variabile e comunque non superiore a quella del canale principale. Questo canale secondario è denominato “attivo” (o canale di taglio) nel caso in cui si attivi contestualmente a portate entità medio-alte, per poi essere abbandonato dal deflusso durante portate basse. È definito, invece, di “morta” quando si è in presenza di un vecchio ramo d'alveo, ormai inattivo, occluso da una barra adiacente ed alimentato solo in casi di elevate portate. Durante la fase di esaurimento delle piene, qui si depositano materiali fini come sabbia e limo. Le barre, come detto, sono per lo più laterali alternate e con forma a mezza luna. Esse hanno diversi aspetti in comune con i corpi sedimentari dei corsi d'acqua rettilinei. Come loro, infatti, presentano una granulometria eterogenea, dalla ghiaia fino alla sabbia; oltre ad avere una dinamica pressoché identica, perché anche qui lo spostamento avviene longitudinalmente, lungo l'asse principale del collettore. Il fenomeno della migrazione delle barre, che spesso è accompagnato da fenomeni di erosione spondale, può raggiungere anche velocità di 60-70 metri l'anno. La caratteristica principale, che contraddistingue un corso d'acqua pseudomeandriiforme, è la variazione del valore di sinuosità, al variare dell'entità della portata. Infatti, come nei fiumi *braided* cambia il numero di canali attivi al variare dei livelli idrometrici, nei fiumi *wandering* è la sinuosità a variare. Normalmente in condizioni di magra e morbida le barre sono emerse e il canale principale è caratterizzato da un aspetto meandriiforme, con valori di sinuosità prossimi a 1.5. Quest'andamento sinuoso muta nel caso di livelli idrometrici elevati, quando i corpi sedimentari sono completamente sommersi, l'alveo è completamente inondato e il tracciato diventa pressoché rettilineo, annullando qualsiasi traccia di sinuosità. L'ampia diffusione che questa morfologia ha mostrato, soprattutto negli ultimi decenni, fa credere che essa non sia altro che un'evoluzione dei corsi d'acqua *braided*, provocata dai numerosi interventi antropici.

Alcuni autori, poi, considerano i “*wandering rivers*” come una configurazione non definitiva che tende a evolvere in quella meandriiforme o in quella a canali intrecciati. Essi

sarebbero quindi idraulicamente e geomorfologicamente instabili e basterebbe dunque una piccola variazione dei parametri in gioco per modificare spontaneamente il tipo di tracciato. Ciò implica che i fattori di disequilibrio, tipici di questi fiumi, si mantengono quasi permanentemente e di conseguenza possono essere considerati, piuttosto, come fattori di equilibrio dinamico (Lenzi, 2012).



Figura 12: Esempio di fiume braided-pseudomeandriforme (*wandering*)

1.2.2.4 Corsi d'acqua meandriiformi

I corsi d'acqua meandriiformi sono una morfologia molto diffusa in aree a bassa pendenza, inferiori allo 0,1%, e caratterizzate da una granulometria molto fine dei sedimenti, con preponderanza delle sabbie. Questi tracciati sono formati da anse curvilinee, detti meandri, che si succedono in modo più o meno uniforme, con valori di sinuosità del canale principale che vanno da 1.5 a 3. L'andamento meandriiforme riduce la pendenza longitudinale ed aumenta la resistenza al moto, essendo le curve una fonte aggiuntiva di scabrezza. Questo fa sì che la formazione di meandri può essere considerata come un meccanismo atto a ridurre un eccesso di energia cinetica. La migrazione dei meandri avviene per la concomitante erosione nella sponda esterna e sedimentazione in quella interna durante gli eventi di piena. Questo meccanismo combinato, porta il meandro a spostarsi sia trasversalmente che longitudinalmente, seguito dalla sua barra di meandro. Essa è contraddistinta da una superficie sommitale sub orizzontale posta allo stesso livello della circostante piana alluvionale, e con il fianco verso il canale che emerge gradatamente. La barra di meandro è la principale sede di sedimentazione dei canali meandriiformi (Marchetti, 2000). La migrazione dei meandri porta ad un aumento della sinuosità che può determinare il taglio di collo, quando il sottile istmo che separa le sponde esterne di due meandri contigui cede durante una piena.



Figura 13: Esempio di fiume meandriiforme

1.2.2.5 Corsi d'acqua anastomizzati

Sono fiumi pluricursali formati da due o più canali relativamente stabili, in genere meandriformi, connessi tra loro (Lenzi et al., 2000). Le pendenze dei canali sono bassissime ($<0.1\%$) e i processi deposizionali sono molto marcati. Le aree che separano i rami non sono barre mobili ma porzioni della pianura alluvionale le cui dimensioni sono in genere pari a svariate volte la larghezza del canale (Billi, 1994). La dinamica dei fiumi anastomizzati è molto lenta, in quanto l'elevata coesione delle sponde comporta una grande stabilità dell'alveo. La configurazione morfologica anastomizzata è piuttosto rara e caratterizza zone con bassa variabilità delle portate, scarso trasporto solido in sospensione e quasi totale assenza di trasporto al fondo (Billi, 1994) (Fig. 14).



Figura 14: Corso d'acqua anastomizzato.

Morfologia dei torrenti montani

Per i torrenti montani in cui le caratteristiche morfologiche dei tratti sono totalmente diverse da quelle che possiamo osservare nei fiumi di pianura si adottano altre classificazioni, che vanno a descrivere in modo più accurato i torrenti montani. Di seguito verranno illustrate alcune classificazioni proposte in letteratura che riguardano esclusivamente i torrenti montani e le varie parti che lo compongono.

1.2.3 Classificazione di Montgomery & Buffington (1997)

La classificazione di Montgomery & Buffington (1997) (Fig. 15) si basa essenzialmente sulle forme di fondo riscontrabili nei torrenti montani. È classificazione largamente utilizzata in letteratura ed individua 8 diversi classi:

- *Cascade*;
- *Step-pool*;
- *Plane-bed*;
- *Riffle-pool*;
- *Dune-ripple*;

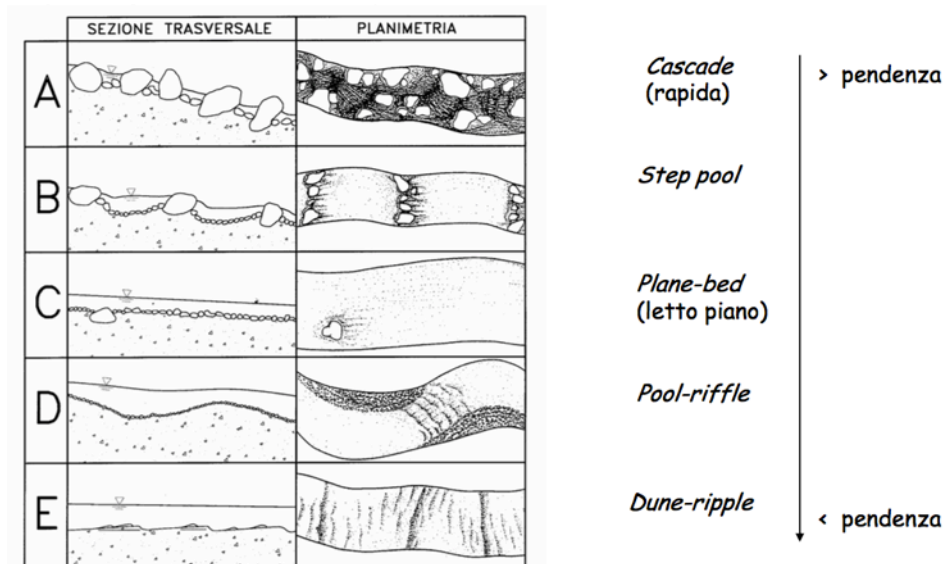


Figura 15: Classificazione grafica di Montgomery & Buffington (1997).

- **Cascade (rapida):** con l'espressione *cascade* s'intende un tratto caratterizzato da una corrente a velocità sostenuta in cui il flusso presenta un'alternanza di getti in caduta e risalti idraulici. Il fenomeno di *tumbling flow* determinato dalla presenza di grossi elementi lapidei e della forte turbolenza ad esso associata dissipa la maggior parte dell'energia posseduta dalla corrente favorendo la stabilità del flusso (Lenzi, 2000). Le rapide sono presenti in corsi d'acqua con pendenze elevate (tra il 7 e 20%), alveo confinato ed una certa disorganizzazione trasversale e longitudinale del materiale lapideo (Fig. 16).



Figura 16: Cascata (rapida).

- **Step-pool:** caratterizzati dall'alternanza di gradini (*step*) e di pozze (*pool*). Gli step sono costituiti da un gruppo di massi fortemente incastrati fra loro e posti di traverso rispetto alla corrente in modo tale da costituire una sorta di gradino (Lenzi, 2000). Lo spazio fra uno step e l'altro è occupato dalle pool, che contenendo materiale più fine, evidenziano una differenziazione granulometrica molto netta rispetto agli step (Ashida, et al., 1976, Griffiths, 1980). Il profilo longitudinale del corso d'acqua assume un andamento a gradinata, solitamente con pendenze comprese tra il 5-15% e un forte confinamento laterale delle sponde.



Figura 17: Step-pool.

- **Letto piano (*plane-bed*):** Il termine letto piano è utilizzato per indicare dei tratti d'alveo con un profilo longitudinale regolare e senza brusche variazioni altimetriche (Lenzi, 2000). Sono corsi d'acqua privi di barre laterali distinte, con ridotti rapporti fra larghezza e profondità e valori di pendenza massima compresa tra 1-3% (tratti rettilinei anche di lunghezza pari a 10 volte la larghezza alla bankfull), manifestandosi in tratti che possono essere sia confinati che non confinati. I letti piani spesso possiedono una corazzatura del fondo che sta ad indicare una capacità di trasporto maggiore alla fornitura di sedimento da monte, mentre quelli non corazzati mostrano un bilancio in pareggio tra il passaggio di sedimento e la disponibilità di sedimento. La principale differenza con le forme di fondo prima descritte (*step-pool* e *plane-bed*) riguarda la mancanza di una successione ritmica delle forme di fondo.



Figura 18: Letto piano (*plane-bed*).

- ***Riffle – pool*:** è rappresentato dalla successione di tratti a pendenza sostenuta e profondità di flusso modeste (*riffle*) con tratti a profilo più piatto e tiranti d'acqua più elevati (*pool*) (Lenzi, 2000). L'alternanza di questi due elementi caratterizza la maggior parte dei corsi d'acqua naturali di fondovalle e pedemontani ed è accompagnata dal susseguirsi ritmico di barre longitudinali alternate in prossimità delle *riffle* e delle *pool* (Leopold et al., 1964). Le *pool* sono alternate, distanziandosi normalmente di una lunghezza d'onda pari a 5-7 volte la larghezza del canale; i tratti *riffle-pool* si trovano solitamente in corsi d'acqua con pendenze ridotte (0,1% –2%) e con sezioni trasversali d'alveo poco confinate, con una discreta pianura alluvionale (predominanza di ghiaia).



Figura 19: Riffle-pool.

- **Dune – ripple:** I corsi d'acqua aventi una pendenza modesta ($<0.5\%$) e con materiale d'alveo costituito prevalentemente da sabbia possono sviluppare una morfologia a *dune-ripple*, ovvero delle piccole dune o increspature sul fondo (Lenzi et al., 2000). La configurazione del letto a *dune-ripple* dipende dalla profondità e velocità della corrente, dalle dimensioni del materiale dello strato superficiale e dal tasso di trasposto, dalla planimetria del corso d'acqua (Bovo, 2013).



Figura 20: Dune-ripple.

Oltre alle precedenti tipologie morfologiche, Montgomery e Buffington (1997) hanno descritto altre tre tipologie per i tratti montani:

- Tratti colluviali

Tratti che appartengono alle aste di primo ordine e rappresentano i tratti di testata del reticolo idrografico. Il tratto presenta caratteristiche quali bassi deflussi d'acqua, insufficienti a mobilizzare materiale, e ridotte dimensioni, che favoriscono processi di accumulo in grado di innescare *debris flow*.



Figura 21: Tratto colluviale.

- Tratti in roccia

Tratti caratterizzati dall'assenza di un letto alluvionale e sponde molto confinate. I tratti in roccia non presentano depositi alluvionali a causa del poco sedimento che si riesce a creare e alla forte capacità di trasporto solido associata a una forte pendenza del canale.



Figura22: Tratto in roccia.

- Tratti a morfologia imposta

Tratti che si formano solitamente in aree boscate in cui il materiale vegetale, specialmente tronchi e rami vanno a ostruire trasversalmente il corso del torrente andando a formare *riffle pool* e *step pool*, favorendo il rallentamento dell'acqua e il deposito di materiale alluvionale.



Figura 23: Tratti a morfologia imposta.

1.2.4 Classificazione di Lenzi, D'Agostino e Sonda (2000)

Oltre la classificazione di Montgomery e Buffington (1997) che rappresenta una classificazione generale di tutte le forme morfologiche che possiamo trovare in ambiente montano; gli autori Lenzi, D'Agostino e Sonda, non escludono la necessità di individuare altre forme intermedie, le quali si possono rivelare utili per la comprensione e l'interpretazione di alcune situazioni particolari. Le tipologie intermedie proposte dagli autori sono i tratti deposizionali, i *transvers rib*, le cascate, i tratti a barre e raggruppamenti, i *riffle-step-pool* e i tratti meandriiformi.

Numero tratto

TIPOLOGIA DEI TRATTI

a gradini sequenza STEP ISOLATO LOG STEP RIFFLE-STEP POOL sequenza
RAPIDA a scivolo **STEP POOL** isolato POOL ISOLATA isolato
 sequenza RIFFLE POOL isolato TRANSVERSE RIB CASCATE/A LETTO PIANO TRATTO SISTEMATO
 laterali DUNE RIPPLE
 mediani MEANDRIFORME
 TRATTO DEPOSIZIONALE TRATTO A BARRE E RAGGRUPPAMENTI
 TRATTO NON STRUTTURATO COLLUVIALE

CONDIZIONAMENTI

in alveo in alveo in alveo in alveo
 Massi sulle sponde Affioramenti rocciosi sulle sponde Vegetazione arborea sulle sponde Legname sulle sponde
 Isola Frane di versante prospicienti l'alveo (frana di sponda, materiale a grana fine) Immissione collettori trasversali (briglie o soglie)
 Depositi di colata Incisione-erosione spondale Sistemazioni longitudinali
 alveo sponde

FORMA DELLA VALLE

argilla-limo
 sabbie
 ghiaie
 ciottoli
 massi

GRANULOMETRIA DOMINANTE

Note

Figura 14: Scheda da compilare nella classificazione di Lenzi, D'Agostino e Sonda.

Di seguito si riporta una breve descrizione delle varie classificazioni di Lenzi, D'Agostino e Sonda (2000):

- **Rapida ("Cascade")**: Tratti con una pendenza maggiore del 3-4%, con una granulometria dominante di sassi, ciottoli (>6,4 cm) e massi. L'organizzazione degli elementi lapidei è disordinata e indipendente, con una totale disorganizzazione sia longitudinalmente che trasversale. Questi tratti presentano un marcato confinamento laterale e un regime idraulico *tumbling* e *jet&wake* flow sopra e attorno ai grossi massi.

- **Step-Pool**: Tratti con pendenza molto simile alla rapida (>3-5%), con una dominanza di grossi elementi lapidei in corrispondenza dello *step* e di elementi più fini all'interno della *pool*. Per dare luogo a una vera e propria sequenza a *step-pool* servono almeno tre *step* in successione, dove c'è un'alternanza fra regime critico o supercritico (sopra gli *step*) e subcritico (nelle *pool*).

- **Riffle-Pool:** Pendenza prevalentemente da moderata a bassa, inferiore al 2%, in cui si instaurano granulometrie dalle sabbie ai sassi, con dominanza di ghiaie (da 0,2 a 6,4 cm). Gli elementi di maggiori dimensioni si posizioneranno nella parte superficiale del corso fluviale, invece i più fini si posizioneranno nel sotto-strato del letto.
- **Letto piano:** Tratto con pendenza quasi sempre inferiore al 4-5 %, con un regime idraulico che non presenta mai *tumbling flow* e *jet&wake flow*, con fondo dell'alveo tipicamente corazzato, con presenza di ghiaia, sassi piccoli e medi, più raramente sabbia.
- **Riffle-step pool:** Pendenza moderata o alta, tra il 2 e 15 %. La granulometria dominante è formata da elementi di maggiori dimensioni in corrispondenza dei *riffle step*, e elementi di minore dimensioni nelle *pool*. Il regime idraulico è un regime da critico a supercritico, con un gradino disteso verso valle, rendendoli simili a delle piccole rampe.
- **Transverse rib:** Pendenza tra l'1,5 e il 7% con un regime idraulico da subcritico a supercritico. L'organizzazione degli elementi lapidei è con massi di medie dimensioni disposti in modo trasversale sull'intera larghezza e in rilievo rispetto alla quota della base del letto. La presenza dei *transverse rib* è un buon indicatore di assetto morfologico stabile.
- **Cascata:** Tratto con pendenza fino alla verticale con rocce affioranti in tutto il tratto, con un confinamento da debole ad accentuato a seconda delle caratteristiche litologiche della roccia. Per essere definita cascata deve avere un salto superiore ai 3 metri.
- **Tratti a barre e raggruppamenti:** Tratto con pendenza raramente oltre il 10%, con prevalenza di sassi, ciottoli e qualche masso. Il regime idraulico è fortemente influenzato dalla geometria dalle barre, con presenza di barre piuttosto disorganizzate e di dimensioni tali da essere modificate in caso di piena.
- **Tratto deposizionale:** Pendenza minore del 3-4% formata principalmente da sabbie e ciottoli. Le barre deposizionali possono assumere uno sviluppo longitudinale molto accentuato e possono essere in parte consolidate dalla vegetazione; sviluppandosi in pianure alluvionali molto sviluppate tali da minimizzare il confinamento laterale.
- **Dune ripple:** Tratto con pendenza minore dello 0,5% che si può formare in alvei confinati ma con una larghezza superiore alla media. I tratti di *dune ripple* sono dominati da sabbie e ghiaie fini, con un fondo del torrente ondulato ma regolare, ma poco riconducibili a tratti montani dove le pendenze non sono mai inferiori all'1%.

- **Pool isolata:** La *pool* isolata si localizza solitamente a valle di una cascata, di un tratto a rapida o al termine di una sequenza a *step-pool* piuttosto pendente, dove la pendenza risulta negativa (innalzamento del profilo di fondo della *pool* verso valle). La granulometria è formata per la maggior parte da sabbia, ghiaia e ciottoli, in un regime idraulico subcritico con presenza di vortici ad asse orizzontale.
- **Tratti meandriformi:** I tratti meandriformi si localizzano nella piana alluvionale dei torrenti montani, con pendenze molto modeste, normalmente tra l'1%-1‰. I sedimenti che formano il fondo del tratto sono principalmente sedimenti piuttosto fini ed in genere compresi nel campo dei limi e delle sabbie.
- **Tratti colluviali:** Pendenza prevalentemente sostenuta (>15-20%) localizzato nei tratti di testata di bacino, in cui non è presente una vera e propria morfologia del tratto, con presenza di materiale vegetale vivo e morto, con possibile presenza di qualche masso e affioramento roccioso.
- **Tratti sistemati:** In questi tratti l'uomo è intervenuto artificialmente andando a regimare il trasporto solido consolidando il fondo e/o limitando erosioni spondali (sistemazioni longitudinali e trasversali).

1.3 Metodi di monitoraggio del trasporto solido

Il trasporto solido in un corso d'acqua è di difficile valutazione attraverso l'applicazione di formule che considerano le caratteristiche idrauliche della corrente, la proprietà del fluido e la granulometria del materiale d'alveo a causa di:

- Calibrazione delle formule per determinate pendenze e granulometria;
- Riduzione del trasporto solido in alvei corazzati;
- Variazione su scala temporale del trasporto solido;
- Influenza dell'alimentazione solida e della disponibilità del sedimento;
- Condizioni non stazionarie del trasporto solido.

Data la bassa performance mostrata da tali formule, rimane fondamentale misurare in campo il trasporto solido. A seconda del tipo di trasporto analizzato (di fondo, in sospensione, trasporto totale) esistono vari strumenti e tecniche di misura, quali:

- **Metodi diretti**, suddivisi a loro volta in:
 - Campionatori Helly Smith;
 - Campionatori Bunte;
 - Bacini di sedimentazione;
 - Stazioni permanenti;
 - Metodo geomorfologico.
- **Metodi indiretti**, quali:
 - Traccianti
 - Sensori acustici

1.3.1 Metodi diretti

- Campionatore Helley-Smith

I più diffusi tra i campionatori portatili sono i campionatori a canestro e a trappola con setti. Tra questi troviamo il campionatore Helley-Smith. Per i campionatori a canestro, il campionatore Helley-Smith (1971) (Fig. 25) è quello più utilizzato e diffuso; è una trappola portatile che può essere utilizzata da un guado, una passerella, una barca o un ponte e permette di valutare le dimensioni e velocità del materiale trasportato. Lo strumento a forma di “pesce” è caratterizzato frontalmente da un’apertura quadrata (di solito di 76x76 mm o 152x152 mm), da una struttura in ferro e da un sacchetto di campionamento a maglia in poliestere attaccato all’ugello. Per ottenere dei risultati attendibili, tale campionatore è utilizzato in modo da effettuare varie indagini lungo la sezione trasversale del corso fluviale in esame. L’efficienza diminuisce con il progressivo riempimento del campionatore, e quindi, attenzione deve essere posta nei monitoraggi effettuati nel lungo periodo (Rainato, 2016).



Figura 25: Esempio di un campionatore Helley-Smith.

- Bacini di sedimentazione

In un torrente montano è possibile valutare il trasporto solido, a scala di singolo evento, dal riempimento di bacini di sedimentazione a monte di briglie (Mao, 2011). Costano di uno stramazzo metallico in parte sottile per la misura dei deflussi, a monte del quale vi è un involucro in cui si raccolgono i sedimenti trasportati. I materiali raccolti vengono periodicamente recuperati e quantificati. (Fig. 26).



Figura 26: Bacino di sedimentazione.

- Campionatori Bunte

Il campionatore Bunte (Fig. 27) è costituito da una struttura metallica in cui viene realizzata un'apertura di 300 x 200 mm a cui è collegata una rete di plastica lunga circa 900 mm. Tale rete, caratterizzata da una larghezza di maglia 3.9 mm, ha lo scopo di raccogliere i sedimenti trasportati dal flusso. Il lato positivo del campionatore Bunte è che permette la misura del trasporto solido al fondo per una scala temporale più lunga rispetto al precedente strumento appena descritto (Helley-Smith). Grazie anche a questa sua caratteristica il campionatore Bunte appare più adatto al monitoraggio in torrenti montani. La messa in opera consiste nell'installare lo strumento all'interno del collettore (letto del canale), aprire la saracinesca se presente e iniziare il conteggio del tempo di campionamento; terminato il tempo prestabilito, si chiude la saracinesca e si recupera il campionatore con il materiale raccolto.



Figura 27: Fasi di campionamento con il Bunte. A sinistra la prima fase, l'inizio del campionamento; a destra invece, la fase finale, con la rimozione del campionatore Bunte.

- Stazioni permanenti

Le stazioni fisse di misura consentono un rilievo integrale del materiale trasportato. Solitamente queste sono stazioni sperimentali permanenti o come nel caso delle trappole a canestro delle stazioni semipermanenti. Le stazioni, permettendo un rilievo totale del materiale che viene trasportato in quella determinata stazione, riuscendo a misurare con grande precisione ed in modo continuo il trasporto solido e liquido, dando un'elevata attendibilità sui dati ottenuti. Il lato negativo delle stazioni permanenti oltre l'elevato costo di costruzione, è l'impatto ambientale che possono provocare nel territorio e pensando a un territorio come quello delle Alpi Italiane risulta molto difficile collocare in adeguati posti queste stazioni. Un esempio di tali strutture è la stazione sperimentale del Rio Cordon (uno dei maggiori affluenti del torrente Cordevole, tributario del Piave), situata nell'Agordino in provincia di Belluno e attiva dal 1986. Questa stazione fissa nata con lo scopo di monitorare il trasporto liquido e solido, presenta una griglia separatrice del sedimento grossolano (superiore ai 2 mm), il quale, una volta separato dal deflusso liquido e materiale fino, è convogliato in una piazza di deposito e misurato tramite sensori ad ultrasuoni. Il materiale più fino, che attraversa la griglia, finisce in una vasca di sedimentazione dove può essere anch'esso analizzato tramite celle a pressione.

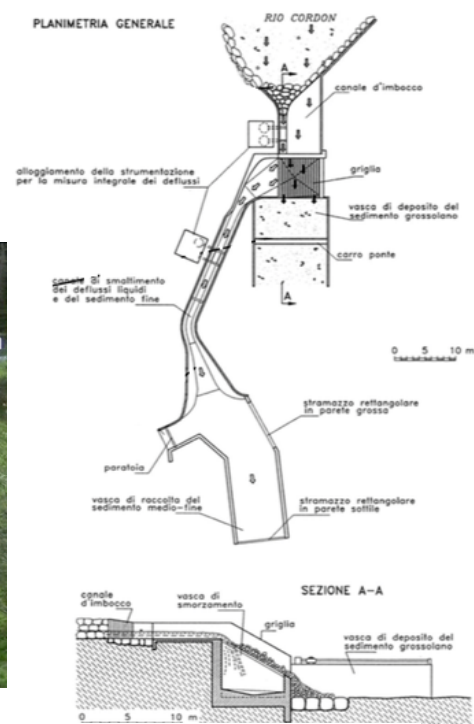


Figura 28: A sinistra una vista da lontano della stazione del Rio Cordon, a destra una planimetria dell'intero sistema di separazione del materiale solido.

- Trappola a cassetto

Chiamato anche sistema Birkbeck slot sampler, si basa sulla pesatura dei sedimenti trasportati dalla corrente e catturati all'interno di fessure collegate a casse di accumulo. Tali strutture sono poste nel letto del torrente e dotate di sensori di carico che registrano il peso del sedimento (Fig. 29).

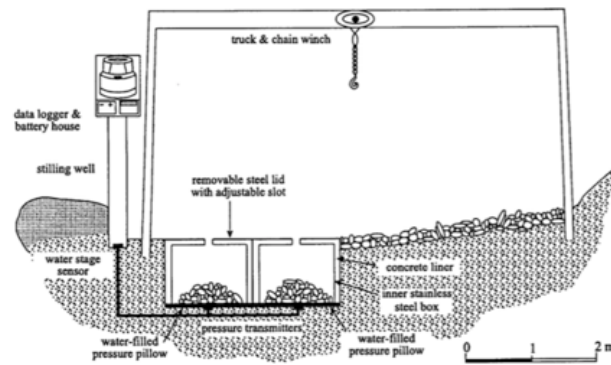


Figura 29: Figura schematica di un Birkbecksampler.

- Metodo geomorfologico

Il metodo geomorfologico si basa principalmente sull'utilizzo di sistemi informativi territoriali, come le piattaforme QGIS[®] e ArcGIS[®]. Tramite l'utilizzo di questi sistemi informativi si eseguono dei confronti su immagini satellitari, su grandi scale spaziali e lunghe scale temporali, relazionando le variazioni morfologiche osservate al trasporto solido di sedimenti (Fig. 30).

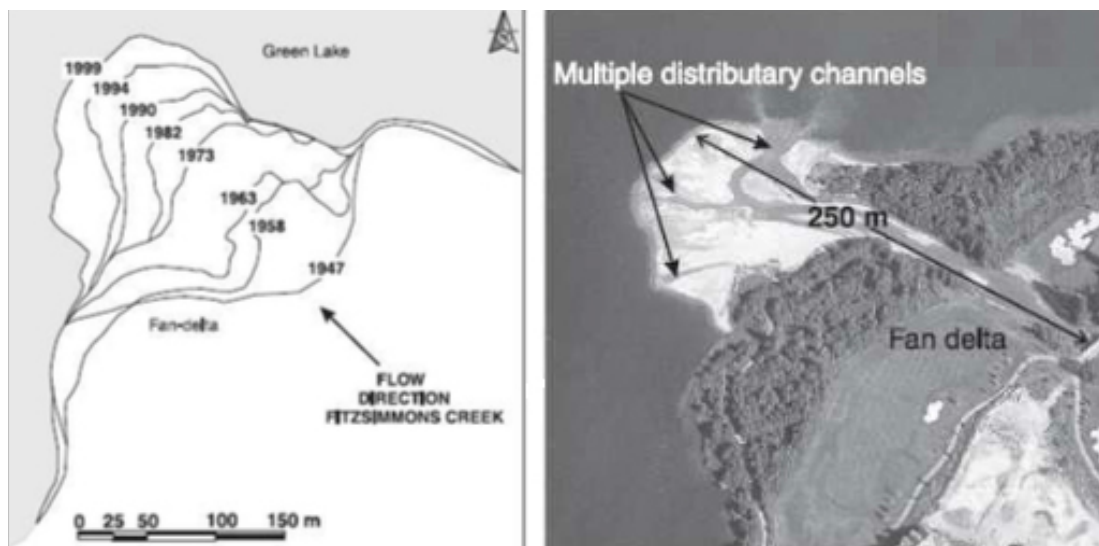


Figura 30: Esempio raffigurativo del metodo geomorfologico.

1.3.2 Metodi indiretti

Tra i metodi indiretti per il calcolo del trasporto solido al fondo possiamo ricordare l'uso di sensori acustici come i geofoni o apparecchi magnetici e l'utilizzo dei traccianti con i PIT. I metodi indiretti permettono ricavare il trasporto di sedimenti tramite la misurazione dell'effetto sonoro, di vibrazioni o di impatti generati dagli stessi sedimenti sul torrente.

- Traccianti

L'impiego di clasti marcati ha trovato una notevole diffusione nello studio del trasporto solido in corsi d'acqua costituiti da ghiaie e ciottoli. Un tracciante quindi, non è altro che un ciottolo (solitamente colorato) che inserito nel torrente, viene monitorato tra i vari eventi di piena, per analizzarne il movimento e ricavarne informazioni utili riguardo le dinamiche di trasporto solido che nel torrente si sono verificate. I clasti possono essere tracciati tramite varie tecniche, ovvero possiamo avere traccianti colorati, magnetici e PIT. Data la loro semplicità di preparazione, i traccianti colorati (Fig. 31, A), sono stati i primi a essere introdotti. Essi possono essere utilizzati sia in modo "diffuso", ovvero inserendo molteplici clasti in diverse sezioni del tratto da studiare, oppure in modo "organizzato" colorando delle superfici quadrate (*sample area*) costituenti il letto del collettore prima dell'evento di piena, per poi andarne a valutare in fase post-evento l'effetto morfologico subito oltreché misurare le distanze di trasporto dei singoli clasti colorati. In questo senso, Lenzi (2004) ha utilizzato diversi tipi di traccianti per analizzare la mobilità dei sedimenti nel Rio Cordon (Dolomiti, Italia). La ricerca svoltasi in due periodi di studio, il primo tra il 1993-1994 ed il secondo tra il 1996-1998 ha previsto complessivamente l'utilizzo di 860 traccianti di varie dimensioni, con un diametro compreso tra 32 e 532 mm. Lo studio ha previsto l'utilizzo sia di traccianti colorati che di 40 clasti equipaggiati con transponder attivi. Gli autori hanno osservato come le dinamiche di trasporto del materiale dipendessero delle condizioni idrologiche verificatesi oltre che della durata del trasporto solido.

L'utilizzo dei PIT (*Passive Integrated Transponder*) (descritto in modo molto più accurato nel prossimo capitolo 3.1), o chiamati anche traccianti passivi (Fig. 31, B) si è sviluppato a partire dai primi anni novanta. Tale metodo prevede, invece di colorare solamente il ciottolo, di inserire al proprio interno un tracciante radio che può essere attivato tramite l'utilizzo di un'apposita antenna. In questo modo il clasto equipaggiato con transponder viene installato all'interno del torrente in sezioni di "partenza" ed è quindi monitorato a intervalli regolari,

valutandone il movimento, la distanza percorsa e il tempo che ha impiegato per essere trasportato.

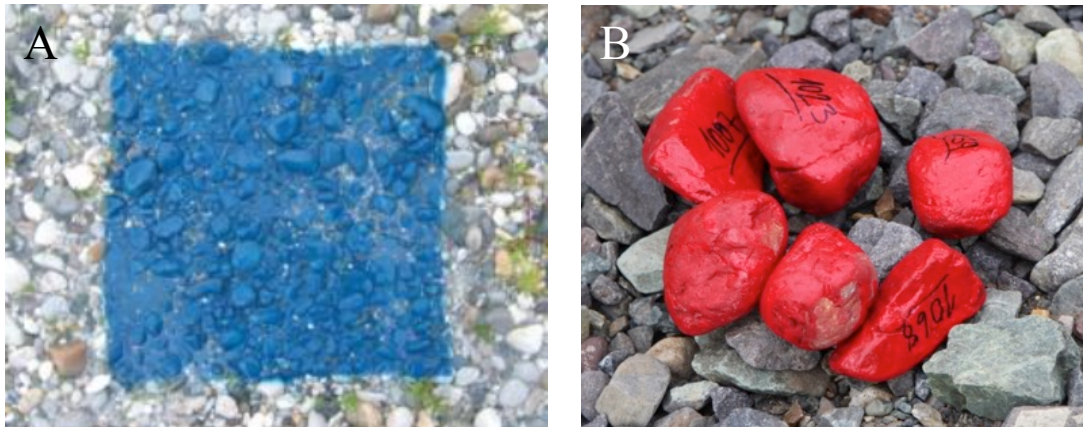


Figura 31: A: Monitoraggio colorando il fondo del letto del fiume (sample area). B: Rappresentazione di traccianti attivi, o meglio PIT, utilizzati nell'Estero Morales (2016).

Con i PIT sono stati eseguiti vari studi sul monitoraggio del trasporto solido, in particolare a livello internazionale.

Schneider et al., (2010) hanno utilizzato traccianti PIT nel torrente Erlenbach, situato nel Canton Svizzero. Il bacino analizzato presenta un'area di 0,74 km², mentre il collettore è caratterizzato da una pendenza media del 17% con una morfologia a step-pool/cascade. I transponder installati sono stati 298, ognuno dei quali verniciato per un migliore recupero una volta in acqua. Il tasso di recupero raggiunto dagli autori è stato del 30%, non molto alto perché in alcune fasi di monitoraggio tramite antenna mobile, si sono riscontrate difficoltà dovute ai detriti legnosi e ai grossi massi, che hanno impedito di localizzare tutti i traccianti. Altra problematica riscontrata dagli autori è stata la dispersione dei PIT, spesso depositati molto vicino tra loro, impedendo all'antenna di identificare chiaramente il tracciante .

Altro studio è quello condotto da Nathan et al. (2012) nel torrente Holfmoon Creck, in Colorado (USA). Il torrente presenta un'area di 61,5 km², una pendenza dell'1%, una morfologia a barre alternate con una larghezza media alla *bankfull* di 10m e una profondità media di 1m. In questo studio, 893 clasti con D₅₀ compreso tra i 50 e 70 mm e per lo più sferoidali in modo da minimizzare le variabilità del trasporto sono stati equipaggiati con PIT. In totale sono state eseguite quattro campagne di monitoraggio negli anni 2007-2010, ottenendo una media totale di recupero del 96%. Al 2010 il 78% dei traccianti si era mosso lungo il tratto di studio (~ 900m), osservando per alcuni traccianti una distanza massima percorsa di 835m. Il rimanente 22% non ha subito alcun movimento, rappresentando PIT bloccati in barre di meandro e pool. Rainato (2016), utilizzando traccianti PIT, ha indagato

le dinamiche di trasporto in un collettore alpino (Rio Cordon, Italia) ed uno andino (Estero Morales, Cile). Durante lo studio sono stati installati 250 e 429 traccianti PIT, rispettivamente, nel Rio Cordon e nell'Estero Morales, eseguendo 11 sondaggi (periodo 2010-2015) nel torrente alpino e 14 durante l'estate australe 2014 nel torrente andino. Nonostante le diverse condizioni idrologiche (ω peak) è stato osservato come in entrambe le aree di studio eventi a basso magnitudo hanno causato un trasporto selettivo nei traccianti, mentre condizioni di equi-mobilità sono stati innescati da eventi a magnitudo superiore. Lo studio ha inoltre dimostrato come nel Rio Cordon il trasporto di sedimento sia fortemente influenzato dalla dimensione delle particelle, mentre nell'Estero Morales non è stata osservata una chiara relazione in questo senso. In entrambe le aree di studio, le distanze medie di trasporto sono risultate fortemente relazionate al picco di stream power (ω peak) esibito dagli eventi monitorati, il quale appare il fattore che meglio descrive il trasporto. Nel periodo indagato, l'Estero Morales ha mostrato una persistente capacità di trasporto elevata, mentre nel Rio Cordon condizioni simili sono state osservate solo con ω peak > 400 Wm⁻². Sopra di tale soglia il torrente alpino sembra presentare un'efficienza di trasporto superiore rispetto al torrente andino.

- Sensori acustici/sismici

I sensori acustici/sismici (o geofoni) sono costituiti nella versione base, da un sensore-datalogger e da una piastra metallica. Essi sono posizionati sulla gaveta di briglie o trasversalmente al corso d'acqua (Fig. 32). Questi sensori riescono a monitorare il movimento delle particelle solide rilevando il rumore e/o le vibrazioni prodotte dall'impatto dei sedimenti sulla piastra metallica. Tali dispositivi richiedono una calibrazione preliminare alla messa in opera ed un'eventuale filtraggio dei dati registrati. Le tipologie più diffuse sono i cosiddetti geofoni svizzero, giapponesi e gli impact plates (o geofoni inglese).



Figura 32: Sensore acustico (Geofono Giapponese) installato nel torrente Estero Morales in Cile.

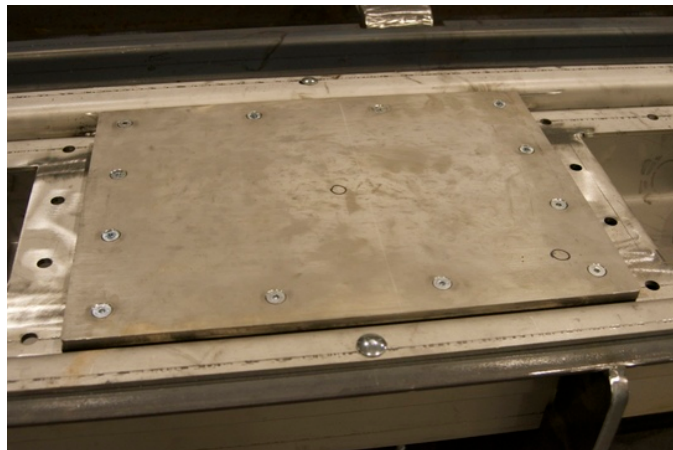


Figura 33: Illustrazione di una piastra utilizzata nei metodi acustici per individuare il trasporto al fondo.

2. Obbiettivi

Questo studio si propone di analizzare le dinamiche del trasporto solido nei torrenti montani, concentrandosi nello specifico nel monitoraggio del trasporto di fondo. Tale analisi è stata effettuata tramite l'utilizzo di *Passive Integrated Transponder* (PIT) che, una volta inseriti all'interno di clasti, sono stati posizionati all'interno del torrente investigato.

L'area di studio della presente tesi è l'Estero Morales (Cile). Questo torrente si presenta come un classico torrente della catena andina cilena, con tutte le caratteristiche di un torrente montano, in particolare la zona di studio presenta una morfologia prevalente a *cascade* e *step-pool*. Nello specifico l'analisi della mobilità dei sedimenti è stata condotta, in un tratto caratterizzato da una lunghezza di circa 800 metri ed una pendenza media del 9,5%. La peculiarità di questo torrente è che durante il periodo estivo la portata alla bankfull è raggiunta quotidianamente, questo grazie allo scioglimento glaciale derivante dalla presenza del ghiacciaio San Francisco. Tale caratteristica fa sì che l'Estero Morales trasporti quotidianamente elevati volumi di materiale solido, movimentando gli stessi PIT.

Grazie a queste caratteristiche l'Estero Morales presenta condizioni ideali per l'analisi del trasporto solido al fondo (*bedload*).

Gli obiettivi che tale studio prevede di raggiungere sono:

- analizzare la mobilità del sedimento PIT grazie ai dati raccolti durante le campagne di rilievo svoltesi nel 2015 e 2016;
- confrontare i risultati ottenuti con quelli raggiunti da altri studi riguardanti il monitoraggio del *bedload* e svoltisi in bacini simili con transponder passivi (PIT);

3. Materiali e Metodi

3.1 Inquadramento generale del bacino del Maipo



Figura 34: Localizzazione area di studio.

Situato nel Cile centrale, il bacino del Rio Maipo ricopre una superficie totale di 15.304 km², comprendendo i territori della Regione Metropolitana, della V° e VI° regione. Nello specifico, il bacino copre il 95% dell'area metropolitana e una superficie minima delle regioni di Valparaiso (Provincia di San Antonio e Valparaiso) e Libertador Bernardo O'Higgins (Provincia di Cachapoal). Il corso del Rio Maipo nasce a 5623m s.l.m. dal vulcano Maipo e complessivamente ha una lunghezza totale di circa 250 km sfociando poi nell'Oceano Pacifico. Con una portata media di 92 m³/s, esso rappresenta la principale fonte idrica nella Regione Metropolitana, servendo circa il 70% della domanda attuale di acqua potabile e circa il 90% di richieste d'irrigazione (Cuenca del Rio Maipo, 2004).

3.1.1 Caratteristiche climatiche del Maipo

Il bacino del Maipo presenta due diverse aree climatiche, “*area A*” o il bacino montano del Maipo con un clima freddo andino che comprende la parte della cordigliera delle Ande, “*area B*” con un clima temperato mediterraneo, che comprende il territorio pianeggiante.

A) Clima andino

Questo tipo di clima si trova principalmente nelle zone montuose (Ande) con altitudini oltre i 3.000 metri. Le basse temperature e precipitazioni nevose caratterizzano questo tipo di clima, permettendo l'accumulo di neve e ghiaccio permanente nei picchi e nelle gole dell'alta Cordigliera. In generale, per entrambe le tipologie climatiche, i valori di precipitazione registrati sono più elevati durante l'inverno australe.

B) Clima mediterraneo temperato con una lunga stagione secca

Questo clima si sviluppa su tutto il territorio pianeggiante del bacino del Rio Maipo. La sua caratteristica principale è la presenza di una lunga stagione secca ed un inverno ben marcato con temperature fino allo zero. La capitale del Cile, Santiago del Cile, che ricade in questa area climatica, registra una temperatura media annuale di 14,5° C, con forti sbalzi termici. In estate, i valori massimi di temperature raggiungono valori superiori ai 35 ° C. Le precipitazioni annuali registrate nella zona costiera del bacino raggiungono valori di 410 mm/anno ed una temperatura media di 14,9° C. Nelle zone con precipitazioni più elevate si hanno valori che raggiungono i 540 mm/anno e temperature medie annuali di 14,2° C (Cuenca del Rio Maipo, luglio 2004).

3.1.2 Regime idrologico

Nel bacino del fiume Maipo possiamo riconoscere tre differenti regimi idrologici:

- Regime nivale, in corrispondenza delle vallate della Cordigliera, con le portate maggiori nei mesi caldi di disgelo; durante l'inverno le precipitazioni solide non contribuiscono al deflusso, in quanto si accumulano nei nevai.
- Regime pluvio-nivale, comportamento misto delle sezioni fluviali più a valle, in cui ne consegue una curva di portata con due crescite nel corso dell'anno, un picco di fusione e un picco di piogge.
- Regime pluviale, in cui la distanza dall'aree contribuenti è tale da rendere trascurabile l'effetto della fusione, con un solo incremento di portata in inverno, dovuto esclusivamente alle piogge.

3.1.3 Caratteristiche vegetazionali del Maipo

Il bacino del fiume Maipo comprende 3 diverse regioni vegetazioni e 9 diverse formazioni vegetazionali con le rispettive comunità.

1. Regione della steppa altoandina

La regione della steppa altoandina si trova ai piedi delle Ande, estendendosi dal nord al confine con Perù e Bolivia fino ad arrivare alla VII° Regione. I fattori determinanti sono l'altitudine e il rilievo, che influenzano gli altri fattori, come la siccità e una breve stagione di crescita vegetativa, determinando una particolare fisionomia alle formazioni vegetali. A questo proposito, parlando di biodiversità c'è una grande omogeneità tra le varie specie, riassunta in tre tipi vegetazionali principali: piante "cuscino", l'erba tussock e bassi arbusti. All'interno di questa regione si evidenzia la sub-regione con vegetazione tipica del Mediterraneo. La steppa alto andina che va a formare questa sub-regione si caratterizza come un'unità naturale per due fattori principali del proprio ambiente. In primo luogo, dal punto di vista climatico corrisponde a un territorio che ha una predominanza di precipitazioni invernali e un gradiente di temperatura che aumenta da nord a sud; in secondo luogo, si caratterizza per un rilievo montuoso ripido, con alte montagne e scarpate laterali che innescano in modo regolare numerose frane, conferendo un aspetto desertico a tale ambiente. La zonazione altitudinale delle comunità vegetazionali è molto marcata, le forme dominanti sono basse piante, erbacee e arbustive. A altitudini inferiori invece, penetrano fortemente elementi sclerofilli nel nord e caducifoglie nel sud.



Figura 35: Paesaggio caratteristico delle Ande (quota circa 2200 m.s.l.m.)

2. Regione di macchia e del bosco sclerofillo

È la regione vegetazionale che si estende attraverso la regione centrale del Cile, la cui caratteristica dominante è la presenza di condizioni climatiche tipicamente mediterranee, vale a dire, inverni freddi e umidi con estati calde e secche. Le precipitazioni aumentano gradualmente da nord a sud e fondamentale nella distribuzione della vegetazione è la presenza della cordigliera e delle Ande che condizionano le precipitazioni e la direzione del vento. I paesaggi vegetali sono complessi per varie ragioni, innanzitutto, è la parte del paese con la più alta densità di popolazione, che si riflette in un elevato grado di alterazione delle comunità vegetali. In secondo luogo, è un'area che si trova in una posizione di transizione climatica, che sommata alla presenza di un rilievo montuoso, permette una forte compenetrazione con le altre regioni vegetali adiacenti. In terzo luogo, la presenza della zona costiera provoca la partecipazione congiunta di elementi floristici di difficile interpretazione. In una regione con una così alta diversificazione vegetazionale, la flora che si può incontrare è varia; predominano alti arbusti sclerofilli ma si possono incontrare anche bassi arbusti di xerofila, arbusti spinosi e piante grasse.



Figura 36: Esempio di un paesaggio di un bosco sclerofillo (Santiago).

3. Regione del bosco di latifoglie

La regione delle latifoglie si estende dal 33° al 41 ° parallelo di latitudine sud, in un territorio con clima temperato con una breve siccità estiva. La caratteristica fondamentale che distingue questa regione è la presenza nella struttura arborea del genere *Nothofagus* (faggio australe). All'interno di questa regione, si distingue la sub-regione del bosco di latifoglie montano.

3.1.4 Caratteristiche geomorfologiche del Maipo

Nella regione andina del bacino del Maipo, le alte vette con altitudini comprese tra 2.000 e 6.000 m s.l.m. con i loro numerosi ghiacciai (fonte primaria di deflusso nel periodo estivo) alimentano la parte superiore del bacino del Rio Maipo.

L'intera area pedemontana e di pianura del bacino del Maipo è caratterizzata da consistenti processi di sedimentazione dei fiumi Maipo, Mapocho e Angostura (nel suo corso inferiore) causati dai processi di glaciazione e vulcanismo. L'attività vulcanica ha prodotto numerosi depositi di cenere e pomice, miscelati con materiali quali argilla, sabbia e vecchi blocchi di deposito. I fenomeni di sedimentazione del bacino si differenziano in varie altezze, con il massimo della profondità a Apoquindo e Puente Alto (700 m), deprimendosi poi in tutte le direzioni fino a raggiungere l'altezza minima a sud, nel villaggio di Ospedale e Talagante a 348 e 343 m s.l.m.

Sopra questi materiali, al centro del bacino vi è una grande presenza di ghiaia alluvionale prodotta dai recenti coni alluvionali del fiume Mapocho. Ci sono due ramificazioni principali del fiume; l'interno da El Arrayan al Cerro Santa Lucia e l'esterno dalle ristrette colline di San Cristobal e Santa Lucia. La sovrapposizione di questi e del fiume Maipo sono la forma più rappresentativa della valle del bacino.

A nord di Santiago, il bacino mostra caratteri morfologici distinti, poiché non è presente alcun grande fiume, per cui la superficie del terreno è al di sotto dei conoidi alluvionali dei fiumi Maipo e Mapocho, ostacolando il drenaggio dell'acqua. La parte meridionale del bacino (Paine e l'Ospedale) acquista una subsidenza tettonica, per cui il livello di sedimentazione raggiunge i piedi delle colline, senza la comparsa di coni e pendenze. Qui non sono presenti terrazzi fluviali, ma in queste zone si vanno a formare importanti e profonde riserve idriche sotterranee di tutto il bacino. Seguendo invece, il corso del fiume Mapocho, possono essere distinti canali multipli fino ad arrivare a valle dove il fiume assume una forma anastomizzata. Il Maipo, rispetto al Mapocho, ha una attività più complessa e dinamica, caratterizzata da susseguirsi di marcati terrazzamenti ai bordi del fiume. Nella città di El Monte termina la cordigliera consentendo l'unione dei fiumi Maipo e Mapocho dove le acque convergono insieme. La più importante caratteristica dei fiumi Maipo e Mapocho è che attraversando la piana centrale del bacino, creano un ampio canale con presenza di barre laterali formate da ghiaia e sabbia, che danno all'intero fiume una forma anastomizzata.

- I Suoli del bacino del Maipo:

Si distinguono 4 diverse tipologie di suolo presenti nel bacino del Maipo che sono:

1. Sezione superiore del bacino (alta Cordigliera)

Terreni scheletrici su ampi speroni rocciosi. La litologia e la disposizione dei bacini idrografici dei fiumi superiori Hill, Mapocho, Maipo e Angostura, non sono favorevoli per l'accumulo e la trasmissione delle acque sotterranee (è possibile solo un'infiltrazione a poca profondità) e l'erosione si verifica sui pendii ripidi.

2. Sezione media del bacino (pre-cordigliera)

Zone della pre-cordigliera, suoli formati da terreni ben drenanti ad elevata fertilità con suoli stratificati. A sua volta rappresentata da tre settori da nord a sud del bacino: settore Rungue-Polpaico, di fertilità naturale alta, suolo sotto-utilizzato per mancanza di acqua nelle falde per l'irrigazione; settore Colina-Batuco con problemi di drenaggio per un fondo lacustre e ultimo, settore Hospital-Aculeo che presenta un suolo granitico, stratificato e sassoso.

3. Sezione inferiore del bacino

Suolo con problema di drenaggio e permeabilità, mostrando grandi variabilità di salinità e alcalinità, con serie limitazioni per l'utilizzazione agricola.

4. Sezione bassa- zona costiera del bacino

Suolo con materiale granitico e stratificato. Generalmente ben drenato, con fertilità bassa o moderata e sottoutilizzazione agricola per mancanza della falda acquifera.



Figura 37: Come si presenta la parte finale della valle del Rio Vulcan, prima di arrivare in Estero Morales.

3.2 Area di studio - Estero Morales

L'Estero Morales (Fig. 38), comprende un'area di 27 km², che si trova quasi interamente all'interno del parco naturale "Monumento Naturale El Morado" sotto l'amministrazione del CONAF (*Corporación Nacional Forestal*). Il bacino si trova a circa 90 km da Santiago del Cile, all'interno della valle del fiume Maipo nella provincia di *Cordillera*. Il corso d'acqua Estero Morales nasce a circa 3815 m s.l.m. dal ghiacciaio San Francisco (estensione attuale di 1,8 km²) proseguendo con una pendenza media del 9% fino a confluire nel Rio Vulcan a 1850 m s.l.m.

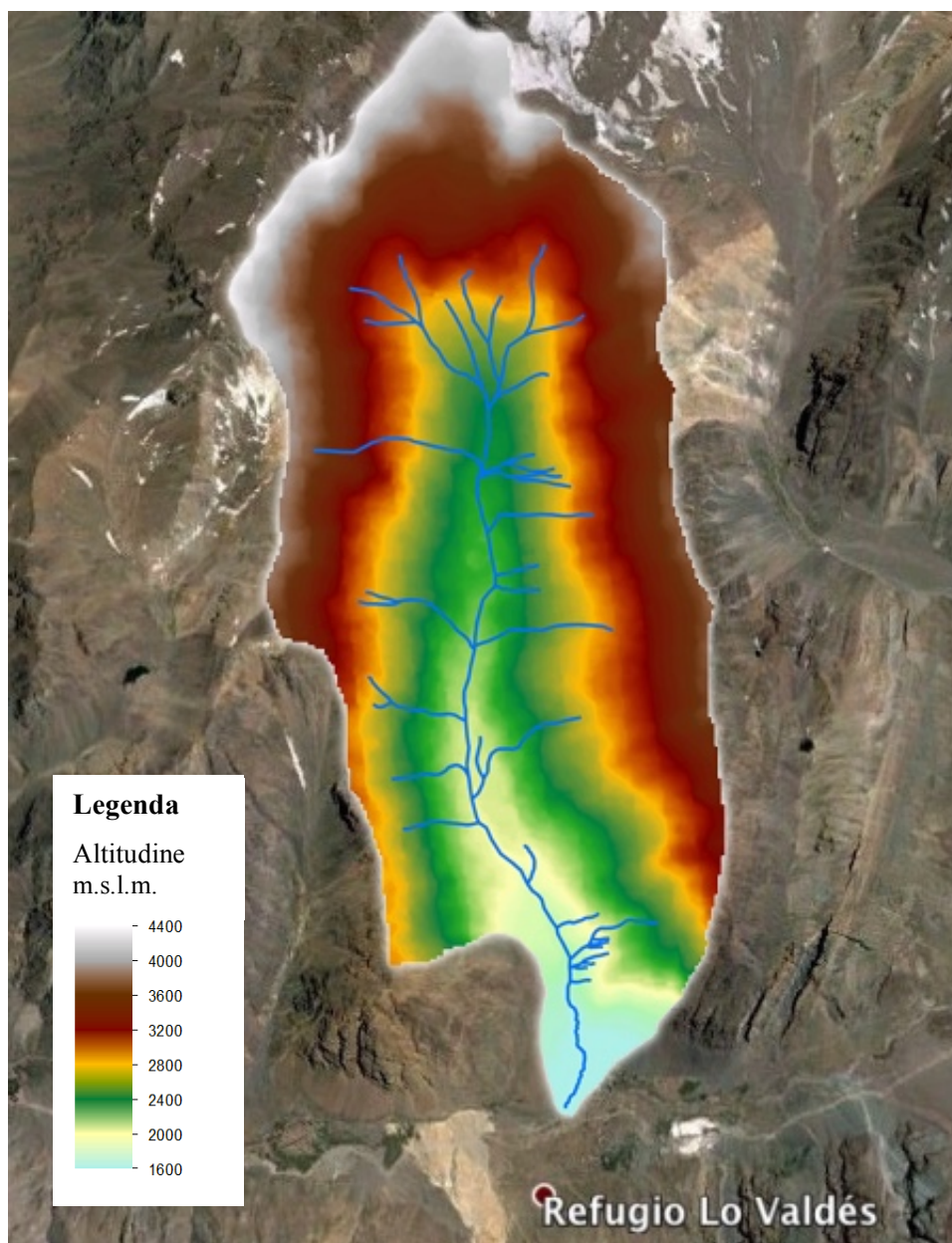


Figura 38: Bacino dell'Estero Morales (Cile).

Data la presenza del ghiacciaio San Francisco, il bacino dell'Estero Morales si può dividere in due differenti zone morfoclimatiche. La parte superiore del bacino presenta ampie superfici coperte da strati di ghiaccio permanente, compreso il grande ghiacciaio San Francisco; la seconda zona invece, situata nella parte inferiore del bacino, è caratterizzata da condizioni periglaciali.

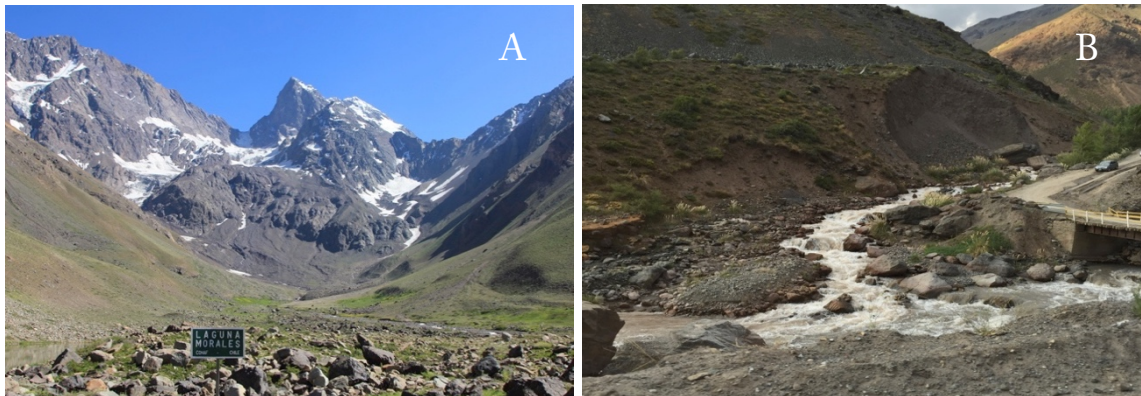


Figura 39: In fig. A parte superiore bacino dell'Estero Morales, in fig. B, il Morales che confluisce nel Rio Vulcan.

L'intero bacino presenta le classiche condizioni climatiche delle Ande, ovvero precipitazione media annuale che varia tra i 1000 e i 2000 mm, con una predominanza di precipitazione a carattere nevoso rispetto alla pioggia (Infante F., 2009). A causa di queste condizioni climatiche, la maggior parte del bacino resta quasi completamente coperto dalla neve per 6 mesi all'anno. In Fig. 40 è illustrato l'istogramma della portata liquida registrata nell'Estero Morales nel periodo Gennaio-Aprile 2015.

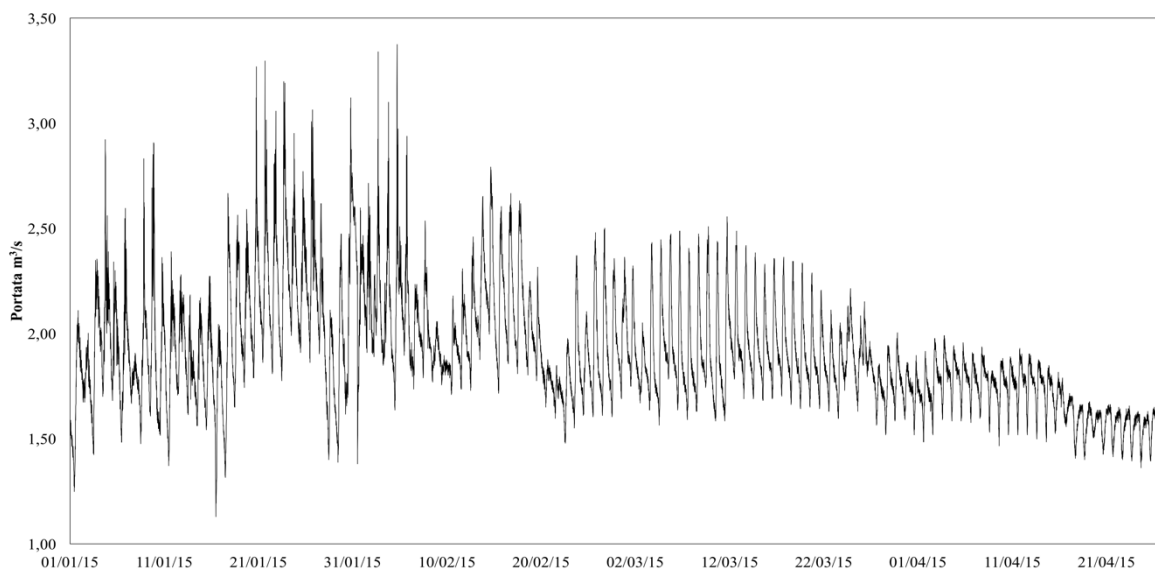


Figura 40: Portata liquida registrata nell' Estero Morales, periodo Gennaio-Aprile 2015.

Durante il periodo di fusione glaciale (Dicembre - Marzo) il ghiacciaio fornisce fluttuazioni di portata liquida e solida giornaliere, con notevoli quantità di materiale trasportato (Rainato, 2016). In questo periodo quindi si delinea uno scenario ideale per il monitoraggio del trasporto solido di fondo, sia per l'elevata quantità di trasporto al fondo, sia il raggiungimento giornaliero del livello alla bankfull.



Figura 41: Portate durante il giorno nell'Estero Morales.

Lungo l'intero bacino, la rete idrografica viene continuamente alimentata con materiale incoerente, derivato soprattutto da processi gravitazionali di versante (frane, colate detritiche). Dal punto di vista morfologico l'Estero Morales si presenta come un torrente ad elevata pendenza, con la presenza di morfologie prevalenti quali *cascade*, *step-pool* e *plane-bed*. Grazie alle indagini sul campo condotte nel gennaio 2014, la distribuzione granulometrica è stata valutata nell' Estero Morales. I risultati hanno mostrato come il percentile D_{16} è pari a 20 mm, il $D_{50} = 59$ mm, mentre il $D_{84} = 317$ mm.

La geologia del Morales, consiste principalmente in arenarie (gruppo Colima), calcare marino (gruppo Lo Valdes) e rocce piroclastiche (gruppo Abanico). Inoltre, morene di origine quaternaria e depositi fluvio-glaciali sono molto comuni all'interno del bacino (Rainato, 2016). Nel bacino prevale la classica vegetazione andina; nella parte superiore del bacino (Fig. 42) la vegetazione è quasi del tutto rada con la presenza di sole piante erbacee



Figura 42: Vegetazione nella parte superiore del torrente.

resistenti alla siccità e ai ripidi versanti e solo nelle zone limitrofe al torrente o a alle piccole risorgive possiamo trovare un prato denso e verde. Nella parte inferiore del bacino (Fig. 43), sono più frequenti folti gruppi di arbusti medio-bassi che si sviluppano però sempre vicino al corso d'acqua, mentre nel piccolo centro abitato di Banos Morales, grazie ai numerosi corsi d'acqua secondari, si sviluppano numerosi gruppi di latifoglie appartenenti principalmente a *Populus spp.*



Figura 43: Vegetazione nella parte inferiore del torrente.

3.2.1 Tratto studio

Il monitoraggio del trasporto di fondo tramite PIT è stato condotto nella parte terminale del corso d'acqua Estero Morales. Tale tratto studio è stato suddiviso in 35 sezioni (Fig. 44), realizzate per creare dei tratti rettilinei lungo i quali misurare le distanze percorse dai PIT. Il tratto analizzato copre un totale di 745 metri e un dislivello di circa 100 metri.



Figura 44: Suddivisione in sezioni del tratto di studio dell'Estero Morales.

Descrizione della morfologia tra le varie sezioni:

Il tratto di studio presenta una lunghezza di circa 745 m con un dislivello totale di circa 100 m (vedi Fig. 46 e Tab. 3) e una pendenza media del 13,4%.

Il tratto però non presenta un'omogenea distribuzione della pendenza poiché è caratterizzato da varie morfologie influenzate principalmente dalle dimensioni dei clasti presenti lungo il tratto. L'intera area è formata da un susseguirsi di *step-pool* che si alternano in alcuni tratti a delle *cascade* (Fig. 45), con la presenza di *boulder* di grandi dimensioni. Solamente nelle

zone dove sono presenti i *boulder* si ha una morfologia stabile, in quanto gli altri tratti sono continuamente modellati e modificati. Lungo le varie sezioni la larghezza del torrente va da un minimo di 1,5 m fino ad arrivare a 5-6 m con una variazione della profondità dell'acqua e della sua velocità; nei tratti più larghi si formano varie barre trasversali, con la presenza di barre longitudinali dove le pendenze sono inferiori.

L'Estero Morales presenta una profondità minima di 20 cm e massima di circa 1,5 m all'interno di *pool* e *cascade*. Il torrente esibisce variazioni di portata giornaliera (questo principalmente nel periodo primaverile-estivo) a causa dello scioglimento nivale facendo variare la portata da un minimo di circa 1m³/s fino a 3,5 m³/s, influenzando il trasporto solido e conseguentemente la morfologia delle varie sezioni.



Figura 45: Due esempi delle sezioni 13 e 28 (da sinistra a destra) nell'Estero Morales.

Dislivello e distanze tra le sezioni

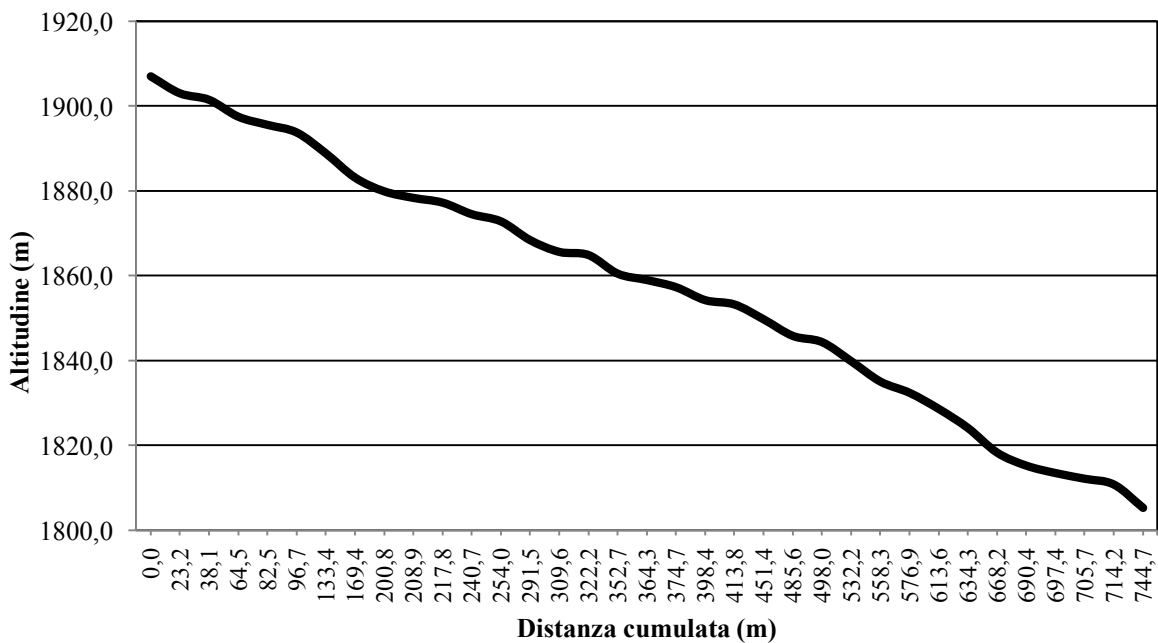


Figura 46: Grafico altitudine e distanza cumulata tra le varie sezioni di studio.

Sezione N°	Altitudine (m.s.l.m.)	Distanza sezioni (m)	Distanza cumulata (m)
1	1907		
2	1903	23,20	23,20
3	1901	14,93	38,13
4	1897	26,33	64,46
5	1896	18,05	82,51
6	1894	14,20	96,71
7	1889	36,73	133,44
8	1883	36,00	169,44
9	1880	31,35	200,79
10	1878	8,07	208,86
11	1877	8,95	217,81
12	1874	22,93	240,74
13	1873	13,25	253,99
14	1868	37,49	291,48
15	1866	18,16	309,64
16	1865	12,57	322,21
17	1860	30,50	352,71
18	1859	11,56	364,27
19	1857	10,45	374,72
20	1854	23,68	398,40
21	1853	15,35	413,75
22	1850	37,64	451,39
23	1846	34,23	485,62
24	1844	12,42	498,04
25	1840	34,15	532,19
26	1835	26,14	558,33
27	1832	18,54	576,87
28	1829	36,75	613,62
29	1824	20,70	634,32
30	1818	33,90	668,22
31	1815	22,20	690,42
32	1813	7,00	697,42
33	1812	8,23	705,65
34	1811	8,52	714,17
35	1805	30,50	744,67

Tabella 3: Altitudine, Distanza tra sezioni (la distanza tra sezioni corrisponde alla distanza tra una sezione e la sezione successiva) e Distanza cumulata (corrisponde alla distanza cumulata dall'inizio del tratto di studio) del tratto di studio sull'Estero Morales.

3.3 Materiali

3.3.1 I PIT

I PIT o meglio *Passive Integrated Transponder* (Fig. 47), sono sensori passivi basati su tecnologia RFID (*Radio Frequency Identification*), introdotti in ambiente scientifico negli anni '50 e poi largamente diffusasi in particolare dagli anni '90. Sinteticamente i sensori RFID possono poi essere suddivisi in tre diversi tipologie:

1. PIT attivi: permettono una trasmissione del segnale a lunga distanza (portate che vanno dai 20 ai 100m). al loro interno alloggiavano una batteria per l'alimentazione ed un trasmettitore di posizione (elevato costo, 8-40 euro/PIT);
2. PIT semi-passivi: utilizzano una batteria che gli consente di essere sempre attivi e di funzionare a distanze di alcune decine di metri, però senza trasmettitore integrato.
3. PIT passivi: sono dei tag senza alcuna alimentazione, nessuna trasmittente, per essere individuati devono essere sollecitati da un'emissione radio (antenna) e una volta "attivati" (entro un raggio <1m) dall'antenna comunicano il proprio ID. La loro dimensione è molto piccola e i più diffusi presentano una dimensione di 23/36 mm di lunghezza ed un diametro di 3,85 mm. Il loro costo si aggira su 1.50 euro/PIT.

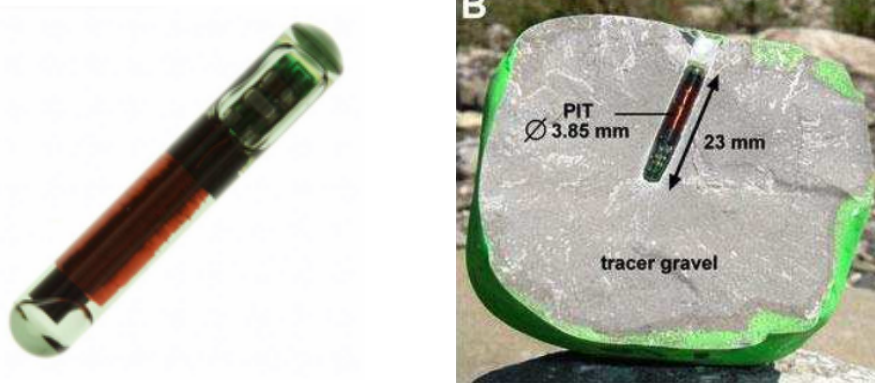


Figura 47: PIT passivo, illustrazione di come viene inserito all'interno di un ciottolo e delle sue caratteristiche (Liebault, 2009).

I PITs usati in questo studio sono stati prodotti dalla Texas Instruments (TIRIS), modello RI-TRP- RRHP, 134.2 kHz) e presentano le seguenti caratteristiche:

- Lunghezza PIT: 23 mm
- Diametro PIT: 3,85 mm
- Sigillatura metallica (vetro incapsulato)
- Peso PIT: 0.8 gr

L'utilizzo dei transponder passivi integrati (PIT) nei sistemi fluviali è stato utilizzato per monitorare il comportamento della popolazione dei salmonidi (Prentice et al, 1990) e solo in seguito per gli studi della dinamica fluviale (Ergenzinger et al, 1989; Chacho et al, 1994; Lamarre et al, 2005).

I principali vantaggi nell'utilizzo dei PIT è che hanno piccole dimensioni, non sono costosi e consentono un monitoraggio di lunga durata. Inoltre, questa tipologia di transponder può essere programmabile con un codice d'identificazione unico (ID), permettendo di identificare continuamente il PIT. Significativo è anche il campo di rilevamento, infatti un tag PIT può essere identificato fino a una profondità di 0,6 m e il segnale non è influenzato da roccia, acqua, legno o fango (Schneider et al., 2014). La disposizione dei traccianti lungo la sezione specifica può essere stabilita in maniera organizzata o casuale. Durante ogni monitoraggio i traccianti vengono rilevati tramite antenna RFID e in seguito vengono calcolate le distanze percorse dai traccianti.



Figura 48: Esempio di un PIT ritrovato fuori dall'acqua (evidente chiusura eseguita con resina bicomponente).

Prima dell'inserimento del PIT all'interno del clasto, è stato eseguito un passaggio preliminare. Tramite il software fornito dal produttore e l'antenna, ciascun transponder è stato codificato, assegnando un ID univoco. Il passaggio successivo è stato quello di forare il clasto tramite un trapano industriale, creando un varco con diametro di 5 mm e profondità di 30 mm, per poi inserire il PIT e chiudere il foro con una resina bicomponente (Fig.48). Una volta installati i transponder nei clasti, questi sono stati collocati lungo le tre sezioni del torrente Estero Morales. Nell'inserimento del PIT nel torrente, con il tacco dello stivale, è premuto il clasto, ricreando la disposizione naturale dei clasti all'interno del collettore (Vazquez-Tarrio e Menendez-Duarte, 2014).

Un cattivo posizionamento dei traccianti, cioè semplicemente adagiati sopra agli altri clasti sul letto del canale, può essere causa di una più facile movimentazione da parte della corrente. A sua volta, tale errore determina una sottovalutazione delle condizioni di moto incipiente (Bathurst, 2013).

1. Esclusione di determinate aree dalla zona di monitoraggio;



Figura 49: Esclusione del PIT dal monitoraggio.

2. Errore dell'operatore nell'utilizzo dell'antenna, non rilevando accuratamente l'area;



Figura 50: Errore dell'operatore nell'utilizzo dell'antenna – parziale indagine dell'area di studio.

3. PIT sotterrato dai sedimenti oltre il raggio d'azione dell'antenna;



Figura 51: PIT sotterrato dai sedimenti.

3.3.2 Antenna PIT

Per il monitoraggio dello spostamento dei traccianti lungo l'Estero Morales, è stata utilizzata un'antenna basata sulla tecnologia *Radio Frequency Identification* (RFID). Tale dispositivo è prodotto da Oregon[®] (Fig. 52) e consiste in un modulo di controllo (reader) alimentato da una batteria a litio a 12 V (mantenuto in uno zaino), un pannello di visualizzazione LCD (dove leggere il PIT ID) e un'antenna circolare di rilevamento dei transponder caratterizzata da un diametro di 0,50 m.

Quando l'antenna identifica un PIT emette un segnale acustico e sul display compare il numero del PIT individuato.



Figura 52: Immagine dell'antenna utilizzata nell'Estero Morales (A); Operazioni di monitoraggio dei PIT nell'Estero Morales (B).

3.3.3 Distanziometro Laser

Durante il monitoraggio, per misurare la distanza tra la sezione di rilascio e il luogo di ritrovamento del PIT è stato utilizzato il distanziometro laser prodotto da LaserTech[®], più precisamente il modello Impulse 200R (Fig. 53).

Il modello Impulse 200 standard comprende un sensore d'inclinazione, dando così la possibilità al laser di calcolare le distanze orizzontali e verticali e valori di altezza (caratterizzata da una precisione orizzontale pari a 0,01 m).

Di seguito sono illustrate in Tab. 4 le caratteristiche generali del LaserTech[®] Impulse 200R (fonte: www.lasertech.com).

Specifiche tecniche:	Impulse 200
Accessibilità	Buona
Misure inclinazione per calcolare altezza, distanza orizzontale e verticale	SI
modalità filtro per discriminare i bersagli riflettenti	SI
Massimo campo con bersaglio non riflettente	250 m
Massimo campo con bersaglio riflettente	575 m
Campo di precisione tipica	da 3 a 5 cm
Range di risoluzione:	0,01 m
Limite di inclinazione	± 90 gradi
Grandezza	15,2x6,4x12,7 cm
Peso	1 Kg
Temperatura di utilizzo	da -30 a +60° C
Sicurezza degli occhi	FDA class 1

Tabella n°4: Specifiche tecniche del LaserTech[®] Impulse 200R.



Figura 53: Distanziometro laser, Impulse 200R.

3.4 Metodi

3.4.1 Metodologia rilascio PIT 2015 - 2016

Prima dell'inserimento dei PIT nell'Estero Morales, si è preceduto alla preparazione in laboratorio. In laboratorio quindi si è proceduto ad inserire i transponder all'interno dei clasti andando prima a forare il clasto, ad inserire il transponder e a sigillare i buchi dei clasti e assegnando a ognuno un determinato codice di riconoscimento: in particolare si è determinato il numero PIT, diametro massimo, minimo e medio e il peso del clasto. Successivamente, sono stati colorati di colore rosso i vari clasti per renderli facilmente riconoscibili in acqua durante i rilievi (così da vedere anche se c'erano più PIT l'uno vicino all'altro ed evitare errori di una sola lettura di transponder) riportando sulla superficie anche il numero del PIT, come in Fig. 54.



Tabella 54: Esempio di quattro clasti inseriti nell'Estero Morales.

Dopo la preparazione preliminare dei PIT, eseguita in laboratorio presso la Pontificia Universidad Católica di Santiago, si è proceduto all'inserimento graduale dei vari PIT all'interno dell'Estero Morales. Questo perché non sono stati inseriti tutti i PIT lo stesso giorno, dalla stessa sezione, ma è stato compiuto un inserimento graduale in varie giornate di rilascio dalle prime tre sezioni del tratto di studio. Nell'inserimento nell'Estero Morales è stata seguita una precisa metodologia; per prima cosa, i clasti sono stati suddivisi in gruppi per le diverse giornate di rilascio, successivamente per ogni giornata di rilievo il gruppo di clasti è stato diviso in tre serie, una serie per ognuna delle tre stazioni di partenza. I vari clasti presentando però diverse dimensioni, non potevano essere inseriti in ordine casuale lungo la sezione del torrente, perché si avrebbe commesso un errore di rilascio andando per esempio a inserire clasti di piccole dimensioni nel talweg dove la corrente del torrente avrebbe subito movimentato i PIT. Perciò per ogni sezione, prima di inserire i clasti in alveo,

questi venivano disposti per terra e ordinati con i diametri maggiori al centro, mentre i diametri inferiori ai lati come in Fig. 55. Poi l'operatore addetto all'inserimento del PIT in alveo, prima di introdurlo, leggeva il numero del PIT che veniva annotato nel quaderno di campagna con l'ora e il numero di sezione.



Figura 55: Disposizione dei clasti prima di essere inseriti nell'Estero Morales (monitoraggio 2016).

3.4.2 Metodologia monitoraggio PIT 2015 - 2016

Successivamente al rilascio dei PIT, è stato eseguito il monitoraggio dei PIT. Quest'operazione è stata eseguita con 3 persone, un'antenna PIT, un distanziometro laser e un quaderno di campagna dove annotare i dati. Per la ricerca dei PIT si iniziava sempre dalla prima sezione di rilascio procedendo poi verso valle, con il primo operatore che ricercava i PIT con l'antenna e gli altri due operatori con il distanziometro laser e il quaderno di campagna, che attendevano lungo la sezione precedente il primo operatore con l'antenna così da poter misurare la distanza e annotare nel quaderno i dati.

Le sezioni di riferimento (vedi Sezione 3.2.1) sono state individuate per dividere il tratto di studio in vari segmenti, perché non è possibile misurare distanze di trasporto lungo tratti curvilinei, poiché deriverebbero errori di misura e allo stesso tempo permettono di velocizzare i tempi nel calcolo delle distanze.

Quando un PIT veniva identificato lungo il torrente, l'operatore con il distanziometro laser effettuava la misura della distanza, posizionandosi sempre sulla linea di talweg della sezione di riferimento precedente il PIT, comunicandola alla terza persona che scriveva nel quaderno di campagna il numero di PIT ritrovato, la sezione di riferimento, la distanza misurata dalla sezione al PIT (aggiungendo nelle note eventuali appunti).

4. Risultati monitoraggio

In questo capitolo vengono presentati i risultati ottenuti dal monitoraggio del trasporto solido di fondo in un tratto del torrente Estero Morales in Cile. Come descritto nel capitolo materiali e metodi per monitorare il trasporto solido sono stati utilizzati radio traccianti passivi (PIT) inseriti all'interno di clasti di varia dimensione.

Dopo il monitoraggio dei PITs nel tratto di studio i dati sono stati successivamente analizzati ed elaborati tramite il programma Microsoft Excel[®], per ottenere i risultati che sono illustrati nelle pagine seguenti. I risultati sono distribuiti in due parti, la prima in cui vengono presentati i dati generali del monitoraggio 2015 e 2016 e la seconda parte, quella riguardante le analisi di mobilità, in cui i dati dei due monitoraggi sono stati uniti.

4.1 Tasso di recupero annuo dei traccianti 2015 e 2016

Il primo passo dell'analisi dei dati ottenuti nei due anni monitoraggio, cioè il 2015 e il 2016, è stato quello di calcolare i PITs trovati per ogni giornata di rilievo (vedi paragrafi seguenti) e qual è stata la distanza percorsa. Inizialmente però sono state confrontate le percentuali di PITs trovati e persi sull'intera campagna di monitoraggio di ogni singolo anno, quindi il tasso di recupero annuo dei PITs del 2015 e il tasso di recupero annuo dei PITs 2016; pertanto come si può vedere in Figura 56 in rosso è rappresentata la percentuale di PITs mai più ritrovati dopo i rilasci e in verde la percentuale di PITs trovati. Per il 2015 sono stati rilasciati 380 PITs e ne sono stati ritrovati in totale 316 con una percentuale dell'83%; per il 2016 sono stati rilasciati 197 PITs e ne sono stati ritrovati in totale 95 con una percentuale del 48%.

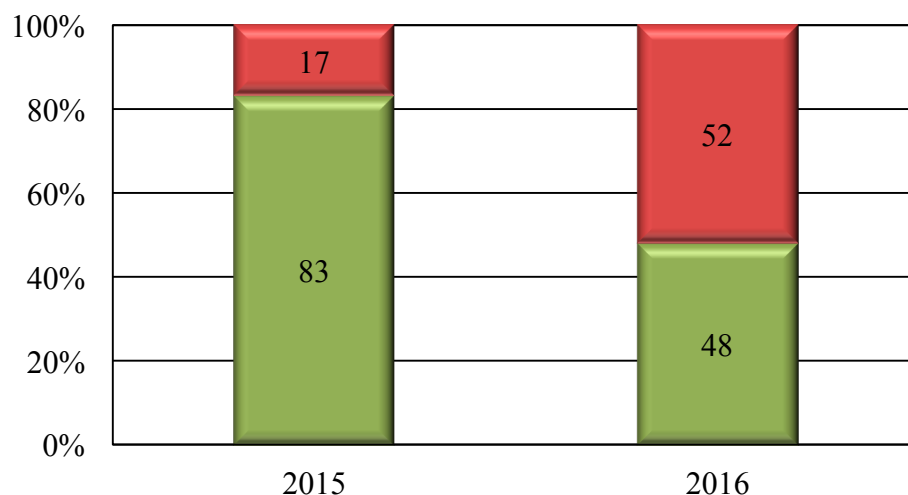


Figura 56: % di PITs trovati nei monitoraggi 2015 e 2016, in verde la % di trovati, in rosso la % non ritrovati.

Andiamo ora a esporre più in dettaglio i dati ottenuti, andando a dividerli per il rilievo 2015 e il rilievo 2016.

4.2 Monitoraggio PIT Estero Morales 2015

La campagna di rilievo 2015 è iniziata il 14 Gennaio 2015 e oltre a monitorare il trasporto solido tramite PIT, per l'intero periodo di ricerca nell'Estero Morales è stata registrata la portata liquida, tramite delle stazioni idrometriche.

I dati riguardanti la portata liquida dell'Estero Morales sono stati ricavati grazie a una stazione idrometrica collocata in corrispondenza del ponte di accesso del parco naturale El Morado (Fig. 56) che corrisponde alla sezione n° 13 (vedi paragrafo 3.2.1).



Figura 57: Stazione idrometrica nel torrente Estero Morales.

La stazione ha misurato in continuo, a intervalli di 10 minuti, la portata liquida e il trasporto in sospensione. I risultati del monitoraggio idrometrico sono mostrati in Fig. 57 dov'è stato riportato l'idrogramma relativo al periodo di studio, indicando con linee verticali rosse le date in cui si sono stati effettuati i monitoraggi PIT.

Come si può vedere in figura 57 durante la campagna di monitoraggio del 2015, l'idrometro posizionato nell'Estero Morales ha registrato una portata massima di $3,37 \text{ m}^3/\text{s}$ il 4 Febbraio 2015 alle 17:00; e una portata minima di $1,13 \text{ m}^3/\text{s}$, il 16 Gennaio 2015 alle 11:20. La portata media dell'Estero Morales invece ha avuto un graduale aumento fino a fine Gennaio, dove anche lo scioglimento nivale ha raggiunto il suo massimo per poi avere una progressiva

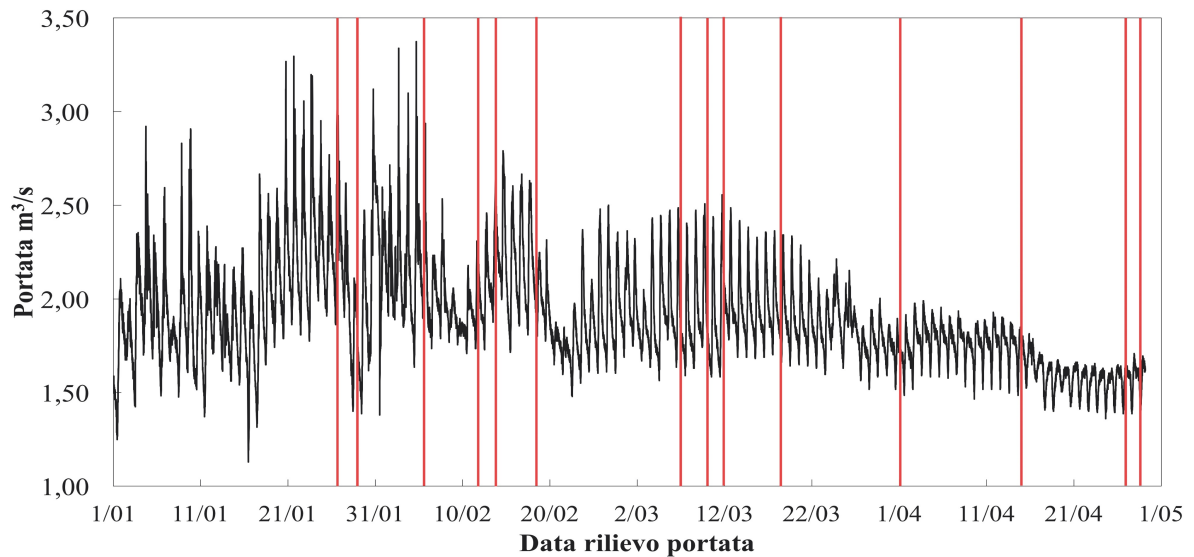


Figura 58: Portate Estero Morales 2015, le linee in rosso indicano le date di monitoraggio.

diminuzione fino alla fine dei monitoraggi a Aprile, con una portata media totale durante il periodo da gennaio a fine Marzo 2015 di 1,90 m³/s.

Nove sono state le giornate in cui la portata ha superato i 3 m³/s mentre il 23 Gennaio 2015 è stato il giorno in cui la portata ha superato i 3 m³/s per ben 3,5 ore.

- Risultati monitoraggio 2015

Il primo rilascio dei PIT è stato eseguito il 14 Gennaio 2015, invece il primo monitoraggio il 28 Gennaio 2015, con la conclusione della campagna di rilievo il 30 aprile.

Il totale dei transponder preparati per l'analisi 2015 è stato di 380 PITs, i quali sono stati inseriti nell'Estero Morales nell'arco di 3 mesi, come riportato in tabella 5.

	Data rilascio PIT	N° PIT
1	14/01/15	45
2	16/01/15	19
3	28/01/15	29
4	11/02/15	55
5	12/02/15	27
6	19/02/15	43
7	05/03/15	60
8	06/03/15	45
9	11/03/15	29
10	12/03/15	28
		380

Tabella 5: Giornate di rilascio dei PIT e numero PIT rilasciati nell'Estero Morales nel 2015.

Contemporaneamente al rilascio dei PIT, avveniva anche il loro monitoraggio. Come si può vedere in Tab. 6 durante la campagna di rilievi del 2015, sono stati eseguiti 20 monitoraggi PIT, ma solo 15 di questi sono stati utilizzati per le analisi dei dati infatti, 5 monitoraggi sono stati esclusi (11/02, 5/03, 2/04, 16/04 e 30/04), poiché in tali date ci sono stati problemi all'antenna o problemi tecnici che non hanno reso rappresentativi i risultati ottenuti.

Data monitoraggio	PIT in alveo	PIT trovati	Data monitoraggio	PIT in alveo	PIT trovati
28/01/15	93	33	12/03/15	380	138
29/01/15	93	46	19/03/15	380	227
05/02/15	93	56	24/03/15	380	121
11/02/15	148	14	01/04/15	380	178
12/02/15	175	98	02/04/15	380	13
13/02/15	175	118	15/04/15	380	152
19/02/15	218	127	16/04/15	380	3
05/03/15	278	8	28/04/15	380	93
06/03/15	323	134	29/04/15	380	94
11/03/15	352	156	30/04/15	380	4

Tabella 6: Monitoraggio PIT 2015: Nella prima di colonna di sinistra vengono indicati i giorni in cui è stato effettuato il monitoraggio dei PIT (20 giornate totali), nella seconda colonna, PIT in alveo, è indicata la somma progressiva dei PIT presenti in alveo (vedi tab.5); nell'ultima colonna invece sono indicati il numero di PIT ritrovati a ogni giornata di monitoraggio.

Le giornate di monitoraggio dei PITs nell'Estero Morales sono state in media di una a settimana, quindi ogni settimana il gruppo di lavoro si recava in una *cabaña* vicino al torrente dove permaneva per alcuni giorni per il rilascio e il monitoraggio dei PITs.

In tabella 7 sono riassunti i risultati del monitoraggio PITs del 2015: Q_{peak} (picco di portata) e ω_{peak} (picco di stream power, vedi pag.15) descrivono le condizioni idrologiche verificatisi durante i periodi indagati, L_i la distanza media percorsa dai PITs in seguito ad ogni monitoraggio, n il numero di PITs rilevato nel monitoraggio, R_r o *recovery rate* la percentuale tra i PITs ritrovati e i PITs presenti in alveo mentre T rappresenta i giorni passati tra un monitoraggio e l'altro.

Nel monitoraggio dei PITs del 2015 abbiamo avuto una Q_{peak} con un range tra $1,70 \text{ m}^3/\text{s}$ e tra $3,37 \text{ m}^3/\text{s}$, di conseguenza abbiamo avuto uno stream power (vedi pag. 15) compreso tra $316,07 \text{ W m}^{-2}$ e tra $628,91 \text{ W m}^{-2}$. Nonostante il range limitato di portata al picco, le distanze di trasporto (L_i) variano di quasi due ordini di grandezza, per la precisione le distanze variano da $2,83 \text{ m}$ a $162,99 \text{ m}$.

Durante il periodo tra il 28 Gennaio ed il 29 Aprile 2015 abbiamo quindi ottenuto una portata media di 2,45 m³/s, uno stream power medio di 456,28 W m⁻² e una distanza media di trasporto di 39,14 m. I tassi di recupero dei PITs (cioè i PIT rilevati sulla popolazione totale) sono partiti da una percentuale del 35,5% (28 Gennaio 2015) aumentando fino a un massimo del 67,4%, raggiunto in data 13 Febbraio 2015 per terminare con una percentuale del 24,7% in data 29/04/15 e una media del 45,1% nell'intero periodo.

Survey	Q peak	ωpeak	Li	n°	Rr	T
	(m³ s⁻¹)	(W m⁻²)	(m)	(n)	(%)	(days)
28/01/15	3,30	614,40	88,32	33	35,5%	1
29/01/15	3,37	628,91	5,69	46	49,5%	1
05/02/15	2,94	547,56	162,99	56	60,2%	7
12/02/15	2,46	458,39	31,35	98	56,0%	7
13/02/15	2,79	520,26	46,33	118	67,4%	1
19/02/15	2,50	466,09	102,24	127	58,3%	6
06/03/15	2,50	466,09	34,57	134	41,5%	15
11/03/15	2,51	467,37	31,37	156	44,3%	5
12/03/15	2,49	463,52	15,14	138	36,3%	1
19/03/15	2,34	435,39	16,49	227	59,7%	7
24/03/15	2,21	412,51	36,22	121	31,8%	5
01/04/15	1,99	370,88	3,52	178	46,8%	9
15/04/15	1,82	338,39	2,83	152	40,0%	14
28/04/15	1,82	338,39	3,07	93	24,5%	13
29/04/15	1,70	316,07	6,97	94	24,7%	1
Media	2,45	456,28	39,14	118	45,1%	6

Tabella 7: Risultati monitoraggio 2015.

Survey: data di monitoraggio dei PIT, Qpeak: picco nel periodo indagato (m³/s), ωpeak: stream power (W m⁻²) (vedi descrizione pag.15), Li: distanza media percorsa dai traccianti (in m), n°: numero di PIT rilevato, Rr: recovery rate (%), o tasso di recupero, T distanza giorni tra i vari monitoraggi.

4.3 Monitoraggio PIT Estero Morales 2016

La campagna di rilievi del 2016 è iniziata il 5 Gennaio 2016. Anche nel 2016 oltre a monitorare il trasporto solido tramite PIT, per l'intero periodo di ricerca nell'Estero Morales è stata registrata la portata liquida tramite delle stazioni idrometriche

I dati riguardanti la portata liquida dell'Estero Morales sono stati ricavati quindi dalla medesima stazione idrometrica collocata in corrispondenza del ponte di accesso del parco naturale El Morado (Fig. 56) che corrisponde alla sezione n° 13 (vedi paragrafo 3.2.1).

Come nel 2015, la stazione ha misurato in continuo, a intervalli di 10 minuti, la portata liquida e il trasporto in sospensione.

I risultati del monitoraggio idrometrico del 2016 sono mostrati in Fig. 59 dov'è stato riportato l'idrogramma dell'Estero Morales relativo al periodo di studio, indicando oltre all'idrogramma, con linee verticali rosse le date in cui si sono stati effettuati i monitoraggi PIT. Come si può vedere in figura 61 durante la campagna di monitoraggio del 2016, l'idrometro posizionato nell'Estero Morales ha registrato la portata massima pari a 4,28 m³/s il 24 Gennaio 2016 alle 09:50; mentre la portata minima pari a 1,34 m³/s, è stata registrata il 7 Marzo 2016 alle 05:40. La portata media dell'Estero Morales invece ha avuto un rilevante aumento fino al 5 Febbraio, periodo in cui anche lo scioglimento nivale ha raggiunto il suo massimo per poi avere una rilevante diminuzione fino alla fine dei monitoraggi del 16 Marzo con una portata media totale durante il periodo di 2,59 m³/s.

Nel 2016 abbiamo avuto picchi di portata che hanno superato i 4 m³/s per cinque diverse giornate, quattro nel mese di Gennaio e una il primo Febbraio.

- Risultati monitoraggio 2016

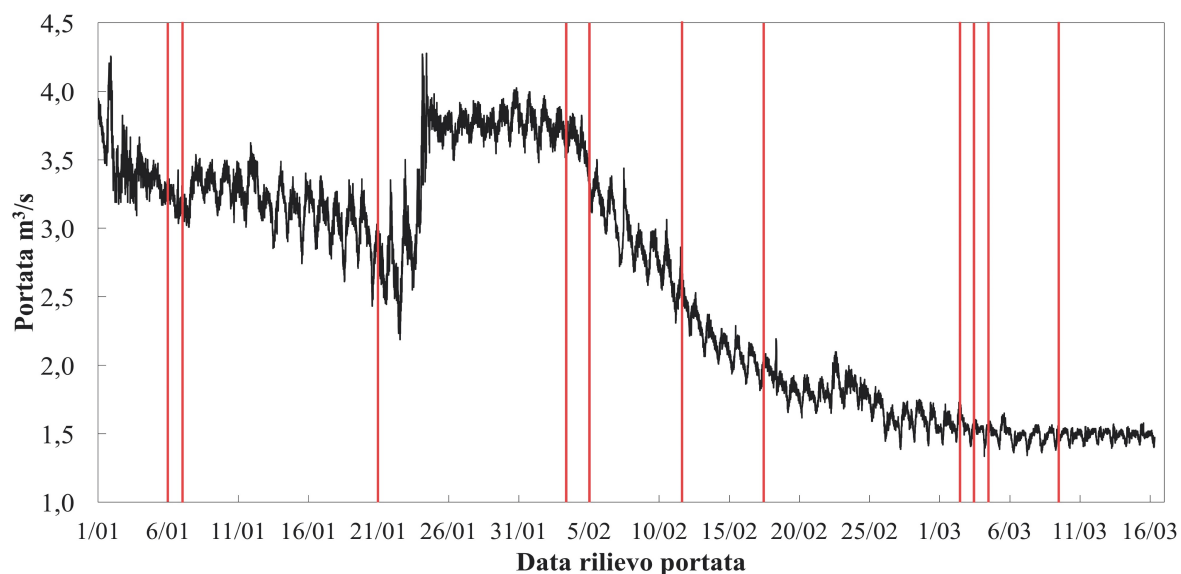


Figura 59: Portate Estero Morales 2016, le linee in rosso indicano le date di monitoraggio.

Il primo rilascio dei PITs è stato eseguito il 5 Gennaio 2016, invece il primo monitoraggio il 6 Gennaio 2016, con la conclusione della campagna di rilievo il 10 marzo.

Il totale dei transponder preparati per l'analisi 2016 è stato di 197 PITs, i quali sono stati inseriti nell'Esteros Morales nell'arco di 2 mesi, come riportato in tabella 8.

	Data rilascio PIT	N° PIT
1	05/01/16	45
2	21/01/16	60
3	04/02/16	44
4	05/02/16	30
5	17/02/16	18
		197

Tabella 8: Giornate di rilascio dei PIT e numero PIT rilasciati nell'Esteros Morales nel 2016.

Come nel 2015, anche nel 2016 contemporaneamente al rilascio dei PITs, avveniva anche il loro monitoraggio. Come si può vedere in Tab. 9 durante la campagna di rilievi del 2016, sono stati eseguiti 11 monitoraggi PITs. I risultati ottenuti in tutti e 11 i monitoraggi sono stati utilizzati, anche se in alcuni di essi si sono verificati problemi all'antenna o problemi tecnici, come si può osservare nel numero basso di PITs trovati in alcuni giorni di rilievo.

Data monitoraggio	PIT in alveo	PIT trovati
06/01/16	45	5
07/01/16	45	30
21/01/16	45	17
04/02/16	105	11
05/02/16	149	30
11/02/16	179	41
17/02/16	179	31
02/03/16	197	59
03/03/16	197	10
04/03/16	197	63
10/03/16	197	62

Tabella 9: Monitoraggio PIT 2016: Nella prima di colonna di sinistra vengono indicati i giorni in cui è stato effettuato il monitoraggio dei PIT, nella seconda colonna, PIT in alveo, è indicata la somma progressiva dei PIT presenti in alveo (vedi tab.8); nell'ultima colonna invece sono indicati il numero di PIT ritrovati in ogni giornata di monitoraggio.

Analogamente al 2015, anche nel 2016 le giornate di monitoraggio dei PITs nell'Estero Morales sono state circa una a settimana.

In tabella 10 come per i monitoraggi PITs del 2015 sono riassunti i risultati del monitoraggio 2016: partendo da sinistra verso destra abbiamo Qpeak (picco di portata) e ω peak (picco di stream power) descrivono le condizioni idrologiche verificatisi durante i periodi indagati, Li la distanza media percorsa dai PITs in seguito ad ogni rilievo, n il numero di PIT ritrovato nel monitoraggio, Rr o *recovery rate* la percentuale tra i PITs ritrovati e i PITs presenti in alveo mentre T rappresenta i giorni passati tra un monitoraggio e l'altro.

Durante la campagna di monitoraggio 2016, abbiamo registrato un range di Qpeak tra 1,60 m³/s e 4,28 m³/s, di conseguenza abbiamo avuto uno stream power (vedi pag. 15) compreso tra 298,81 W m⁻² e 797,28 W m⁻².

Anche nel 2016, nonostante il range limitato di portata al picco, le distanze di trasporto (Li) variano di quasi due ordini di grandezza, per la precisione le distanze variano da 4,49 a 138,39 m.

Survey	Q peak	ω peak	Li	n°	Rr	T
	(m ³ s ⁻¹)	(W m ⁻²)	(m)	(n)	(%)	(days)
06/01/16	4,26	793,23	17,78	5	11,11%	1
07/01/16	3,42	638,16	4,49	30	66,67%	1
21/01/16	3,62	675,29	10,62	17	37,78%	14
04/02/16	4,28	797,28	11,7	11	10,48	14
05/02/16	3,82	712,61	10,67	30	20,13%	15
11/02/16	3,50	652,72	37,01	41	22,91%	6
17/02/16	2,86	533,25	29,93	31	17,32%	6
02/03/16	2,19	408,71	25,95	59	29,95%	14
03/03/16	1,73	322,25	138,39	10	5,08%	1
04/03/16	1,60	298,81	50,65	63	31,98%	2
10/03/16	1,65	307,43	7,06	62	31,5%	6
Media	2,99	558,16	31,30	33	25,90%	6

Tabella 10: Risultati monitoraggio 2016.

Survey: data di monitoraggio dei PIT, Qpeak: picco nel periodo indagato (m³/s), ω peak: stream power (W m⁻²) (vedi descrizione pag.15), Li: distanza media percorsa dai traccianti (in m), n°: numero di PIT rilevato, Rr: recovery rate (%), ω tasso di recupero, T distanza giorni tra i vari monitoraggi.

Durante il periodo dal 6 Gennaio al 10 Marzo 2016 abbiamo quindi ottenuto una portata media di 2,99 m³/s, uno stream power medio di 558,16 W m⁻² e una distanza media di trasporto di 31,30 m. I tassi di recupero dei PITs (cioè i PIT rilevati sulla popolazione totale) non hanno avuto un andamento regolare, inizialmente si ha avuto una percentuale dell'11,11% (6 Gennaio), per passare subito a 66,67% (7 Gennaio) ma poi si ha avuto una percentuale che non ha mai superato il 40%, per terminare con una media del 25,90% durante l'intero periodo di monitoraggio del 2016.

4.4 Relazioni Di-Li e D-Qpeak 2015-2016

Durante il processo di elaborazione dei risultati ottenuti nei monitoraggi 2015 e 2016 per una migliore significatività abbiamo deciso di unire i dati dei due anni, andando poi ad analizzare il rapporto esistente tra il diametro e la distanza media di trasporto così come la relazione tra il diametro dei clasti e la portata al picco.

In tabella 11 sono riassunti i dati dei monitoraggi del 2015 e del 2016, con numero PITs rilasciati, PITs ritrovati, spostamenti con una distanza >1,00 m. Nell'analisi dei monitoraggi per eliminare eventuali errori legati alla misurazione delle distanze di trasporto (errori strumentali, errori di posizionamento in alveo) si è deciso di utilizzare per le analisi i soli spostamenti > 1m (Rainato et al., in press).

	Monitoraggio 2015	Monitoraggio 2016
PITs rilasciati	380	197
PITs ritrovati	316	95
Spostamenti >1,00 m	347	93

Tabella 11: Riassunto dati monitoraggio 2015 e 2016.

4.5 Rapporto Li – Di 2015 – 2016

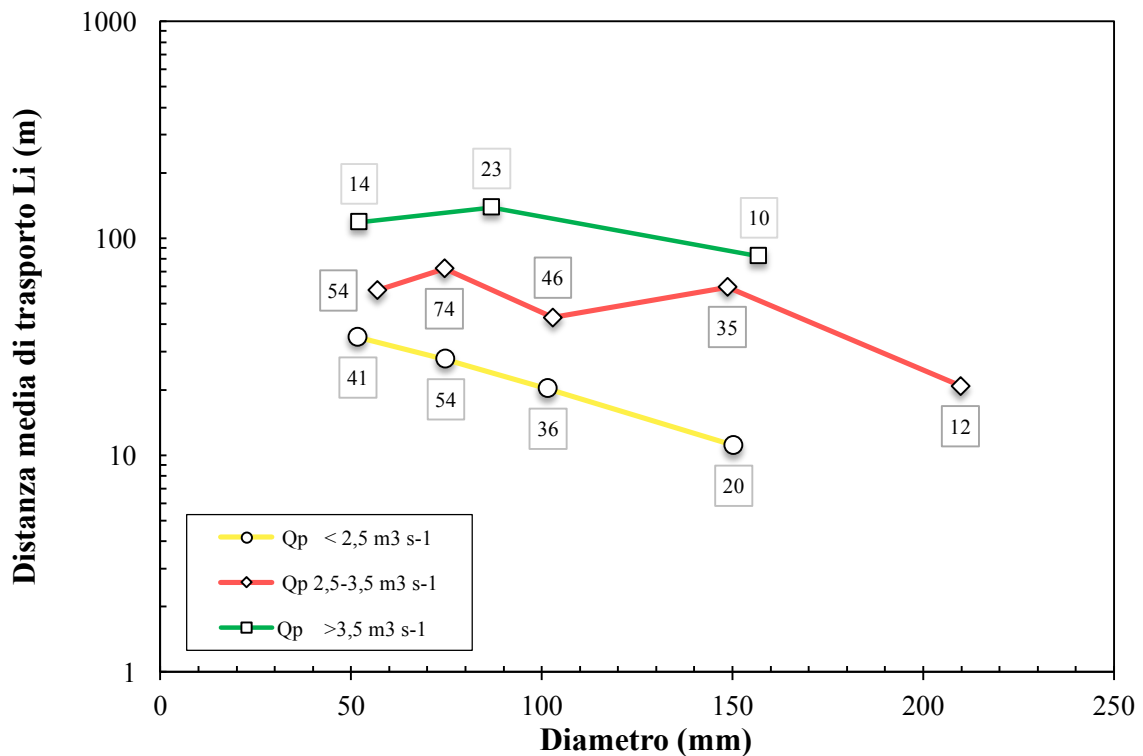


Figura 60: Confronto distanza media di trasporto (Li) esibita dai PIT e il rispettivo diametro (Di), per i monitoraggi del 2015 e 2016 nell'Estero Morales (Cile).

La prima analisi che è stata compiuta per analizzare le condizioni di mobilità del sedimento è stato calcolare il rapporto Li-Di o meglio per ogni classe granulometrica, il rapporto tra la distanza media di trasporto (Li) e il diametro medio dei traccianti (Di) in correlazione con le portate dell'Estero Morales che sono state suddivise in 3 classi di portata a cui i traccianti sono stati sottoposti, cioè portate $< 2,5 \text{ m}^3/\text{s}$, da $2,5$ a $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ e $> 3,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Nello specifico le classi diametriche indagate sono state 32-64 mm, 64-90 mm, 90-128 mm, 128-181 mm, 181-256 mm.

In figura 60 possiamo quindi osservare il rapporto Li-Di, per il dataset prodotto con i monitoraggi del 2015 e del 2016. Grazie ai dati raccolti siamo riusciti ad avere una media di 35 movimenti per ogni classe granulometrica indagata, considerando significativi per l'analisi della mobilità le classi granulometriche con almeno 10 movimenti registrati (due classi granulometriche non sono state considerate perché avevano solo 4 e 5 movimenti).

Analizzando la Fig. 61 possiamo osservare come per portate minori di $2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ abbiamo una distanza media di trasporto (Li) che varia da 11,04 m a 34,80 m, per un diametro medio che varia da 150,35 mm a 51,78 mm; per portate comprese tra $2,5$ e $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ invece abbiamo una Li che varia da 20,79 m a 59,50 m, per i rispettivi diametri che variano da 209,75 mm a

56,78 mm; per portate maggiori di $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ abbiamo una Li che va da 82,50 m a 138,56 m con un diametro dei clasti che va da 156,94 mm a 52,14 mm.

Andando ad esaminare la Fig. 60 a un livello più complessivo possiamo ricavare due importanti risultati; il primo dato che risulta analizzando il grafico nella figura è che all'aumentare della portata dell'Esterio Morales aumenta anche la distanza media di trasporto per le tre classi di portata (Li media per portata $< 2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ 23,42 m, Li media per portata tra 2,5 e $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ 50,59 m, Li media per portata $> 3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ 113,08 m); l'altro dato che risulta esaminando il grafico è che in tutte le tre classi di portata, all'aumentare del diametro la distanza media di trasporto diminuisce.

In portate inferiori ai $2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ abbiamo una diminuzione della distanza di trasporto più marcata, invece nelle altre due classi di portata, abbiamo una diminuzione meno marcata ma comunque distinguibile. Il diametro medio trasportato nelle varie classi è stato per portate $< 2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ di 94,97 mm, per portate tra 2,5 e $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ di 118,51 mm, e infine per portate $> 3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ di 98,67 mm.

4.6 Rapporto D – Qpeak 2015 - 2016

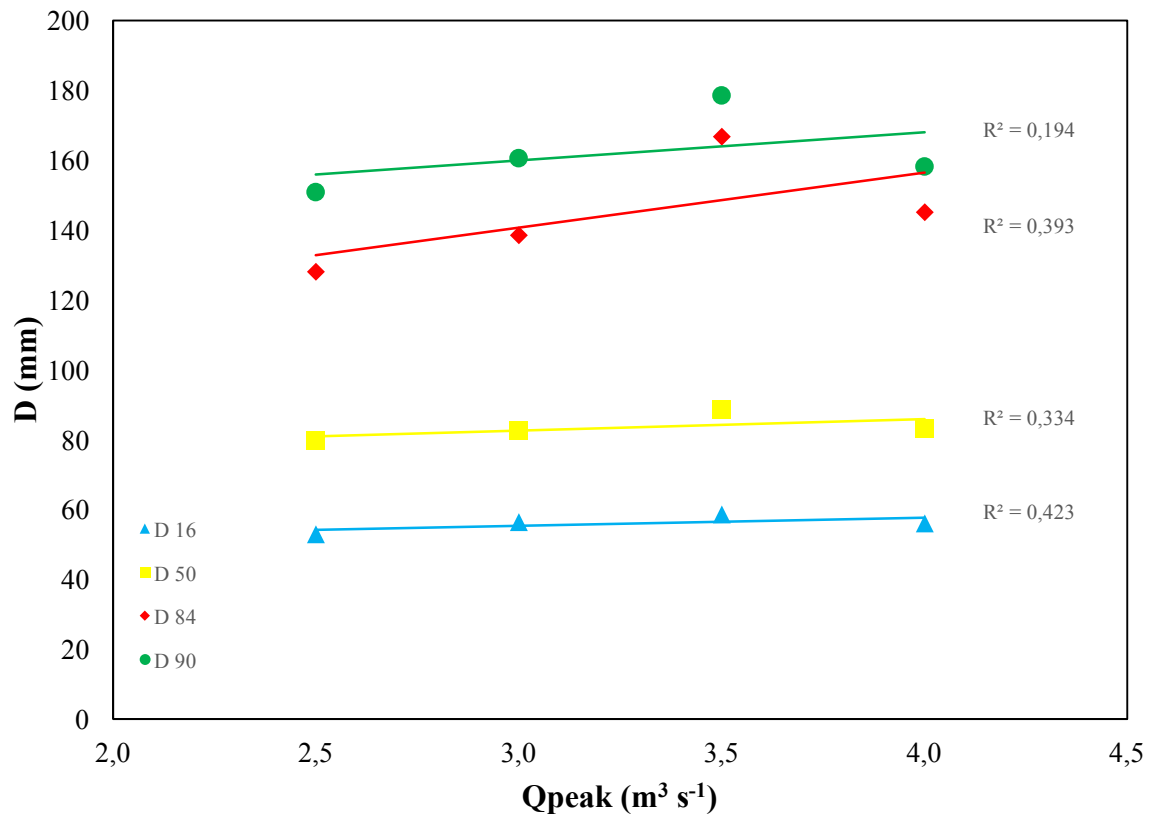


Figura 61: Confronto tra la portata al picco e percentili D 16-50-84-90, mobilitati da Qpeak per i monitoraggi del 2015 e 2016 nell'Estero Morales (Cile).

La seconda analisi effettuata ai fini di indagare le condizioni di mobilità del sedimento è stato osservare se sussiste una relazione tra la portata al picco e la distribuzione granulometrica dei traccianti mobilizzati a seconda dei vari percentili presi in considerazione.

Per far ciò, in Excel abbiamo quindi suddiviso i movimenti PITs in 4 gruppi (in base alla Qmax a cui sono stati sottoposti) e per ogni gruppo siamo andati a calcolare i diametri caratteristici della distribuzione granulometrica riferita ai traccianti mobilizzati, ottenendo così per ogni Qpeak registrata i relativi D16, D50, D84 e D90 mobilitati.

In questo caso dai dati ottenuti in Fig. 61 possiamo osservare che con tutti i quattro percentili abbiamo una discreta correlazione con la Qpeak, anche se per i percentili maggiori (D84 e D90) abbiamo una carente correlazione con la Qpeak. Le analisi mostrano i seguenti valori di R^2 ; per il D16 abbiamo un valore di R^2 di 0,423, per il D50 abbiamo un valore di R^2 di 0,334, per il D84 abbiamo un valore di R^2 di 0,393 e infine per il D90 abbiamo un valore di R^2 di 0,193, mostrando come la Qpeak descriva meglio la mobilità dei percentili inferiori (D16 e D50), mentre per i percentili superiori (D84 e D90) ci sia una minore significatività

nella relazione tra Q_{peak} e la distribuzione granulometrica dei clasti. Oltre a questi risultati in cui si può osservare che per il D90 abbiamo una bassa correlazione con la portata al picco, possiamo evincere che in condizioni di forze idrauliche uguali, il materiale più grossolano (il D84 e D90) presenta maggiore variabilità in termini di asse b rispetto ai percentili inferiori come il D16 e il D50.

5. Discussioni

Questo studio riguardante il monitoraggio del trasporto solido di fondo tramite l'utilizzo di traccianti passivi ha permesso di confrontare e dedurre delle ipotesi sulla mobilità dei singoli traccianti in base al loro diametro e peso, in due diversi anni di studio. Anche se sono numerosi i casi di studio del trasporto di fondo tramite traccianti passivi (vedi capitolo 1.3), il torrente Estero Morales grazie alle caratteristiche del suo bacino, si pone a un piano diverso degli altri. Questo perché durante il periodo estivo la portata dell'Estero Morales è fornita principalmente dallo scioglimento glaciale del ghiacciaio San Francisco, che riesce sia a far raggiungere portate alla bankfull giornaliere sia a far registrare elevati volumi di trasporto solido, come descritto anche nei capitoli precedenti e in Rainato (2016).

In questo studio abbiamo inizialmente confrontato i monitoraggi tenendo distinti i due anni (monitoraggio 2015 e monitoraggio 2016) per poi unirli insieme al fine di indagare le relazioni $L_i - D$ e $D - Q_{peak}$ (pag. 81 e 83).

Abbiamo quindi unito insieme i dati raccolti nei monitoraggi del 2015 e del 2016 nella fase di analisi delle relazioni per ottenere una base dati più estesa e quindi una migliore significatività, questo anche in conseguenza del basso numero di dati del 2016 che non consentiva di rappresentare al meglio i dati nei due singoli anni di monitoraggio. La causa del basso numero di dati del 2016 è da attribuire sia al minore numero di PIT inserito (380 nel 2015 e 197 nel 2016) ma soprattutto ad altri due fattori: il primo l'elevata portata dell'Estero Morales nel 2016 (vedi Fig. 57 e 60) con una conseguente elevata capacità di trasporto e quindi a una maggiore mobilità dei clasti (numerosi traccianti usciti velocemente dal tratto di studio). L'elevata portata osservata nel 2016 è da ricondurre principalmente alle alte temperature registrate, che hanno portato a un conseguente maggiore scioglimento del ghiacciaio San Francisco e quindi a deflussi più importanti, i quali hanno favorito anche l'alluvione (a studio già terminato) del 18 aprile 2016 che ha cambiato radicalmente l'area di studio e tutta la morfologia esistente dell'Estero Morales. In secondo luogo la minore quantità di dati prodotta nel 2016 è da imputare a numerosi problemi tecnici avuti nell'uso dell'antenna PITs.

- Attività di campo

Durante tutte le fasi di monitoraggio dei traccianti, ovvero dalle prime fasi di posizionamento dei traccianti sino alle fasi di ricerca - monitoraggio dei traccianti, si sono potute osservare varie possibili fonti d'errore: da quelle legate all'errore dell'operatore a quelle strumentali; riscontrabili sia nel monitoraggio del 2015 sia in quello del 2016.

Riguardo all'operatore si rilevano principalmente errori di posizionamento nell'immissione dei traccianti nel torrente, misurazione dei PIT al loro ritrovamento e ricerca dei PIT con l'utilizzo dell'antenna. Andando a vedere nel dettaglio questi errori, possiamo evidenziare come sia importante nel caso dell'immissione dei traccianti il loro posizionamento in alveo. Solitamente uno degli errori maggiori che è stato compiuto in questa fase è stata l'insufficiente pressione data al clasto nel suo inserimento al fondo del torrente, causandone l'immediato trasporto da parte dell'acqua. Altro possibile errore è stato il posizionamento trasversale nel torrente poiché i clasti prima di venire inseriti nel torrente venivano distribuiti con il diametro/peso maggiore lungo il talweg e in misura decrescente ai lati. Si potrebbe cioè aver commesso un'inesattezza nel loro corretto posizionamento, per esempio con piccoli diametri esposti subito a elevati valori di portata lungo la linea di talweg. Questo potrebbe aver causato un immediato trasporto o l'uscita dal tratto di studio. Questo tipo di errore sembra aver influenzato i rilievi in particolare nel 2016.

Un altro errore commettabile dall'operatore si potrebbe essere verificato durante le fasi di misurazione dei traccianti mobilitati, in particolare durante l'utilizzo del distanziometro. Queste imprecisioni sono dovute all'errata lettura con il mirino o alla poca perpendicolarità del distanziometro (parametro che risulta decisivo nell'ottenere una minore o maggiore precisione nel rilievo). Spesso infatti l'ortogonalità del monopode dov'era stato fissato il distanziometro, non è stata mantenuta, soprattutto per le avverse condizioni dove si lavorava, date principalmente da un'elevata portata del torrente ed il difficile posizionamento dell'operatore all'interno dello stesso. Questo errore è stato in parte ridotto grazie alla scelta metodologica di considerare validi soli i movimenti PIT superiori al metro. L'ultimo probabile errore eseguito da parte dell'operatore è stato utilizzando l'antenna, riconducendo ai possibili errori di sottovalutazione descritti a pag.57 nel capitolo 3.3.1, quindi: l'esclusione di determinate aree dalla zona di monitoraggio, o per disattenzione da parte dell'operatore o per inaccessibilità dell'area. Inoltre, è possibile aver commesso un errore nell'utilizzo nell'antenna non rilevando accuratamente l'area, per esempio muovendo velocemente l'antenna e non dando tempo al ricevitore di captare il PIT. Infine, casi di PIT

sotterrati dai sedimenti in cui l'operatore ha commesso l'errore di non muovere precisamente l'antenna per ricercare efficacemente il PIT.

I possibili errori dovuti agli strumenti utilizzati derivano principalmente dall'antenna utilizzata nel monitoraggio dei PITs. Un possibile errore di misurazione è legato al fatto che l'antenna consente di trovare un PIT ad una distanza massima di circa 50 cm, quindi nel caso l'operatore non riesca a individuare visivamente il PIT, questo potrebbe posizionarsi solo approssimativamente (per la misura della distanza) dove l'antenna trasmette il segnale. Questo significa che, dato il livello di precisione dell'antenna, il PIT potrebbe essere in verità posizionato in un raggio di 50 cm da dove l'operatore riceve avviso da parte dell'antenna. Per ovviare a questo problema si è scelto di tenere valide ai fini dell'analisi della mobilità, solamente le distanze di trasporto superiori al metro. Andando poi a osservare i problemi tecnici durante il monitoraggio del 2016, l'antenna ha riscontrato diversi problemi dovuti a bassa impermeabilità dello strumento, rotture meccaniche dell'antenna e problemi elettronici che spesso non hanno consentito il proseguo del monitoraggio durante la giornata.

I medesimi problemi avvenuti nel monitoraggio 2016, si sono verificati anche nel 2015, compromettendo i dati raccolti nei giorni 11/02, 05/03, 02/04, 16/04 e 30/04. In tali date di monitoraggio i dati raccolti sono stati inferiori a 10 movimenti (traccianti) e quindi non sono stati utilizzati ai fini delle analisi, in quanto non rappresentativi delle reali condizioni di mobilità avvenute.

- Condizioni idrologiche ed analisi mobilità

I risultati dei monitoraggi effettuati nell'Estero Morales nel 2015 e 2016 (Tab. 7 e 10) hanno consentito di confrontare un'ampia serie di condizioni idrologiche, osservando portate di bassa intensità (Q_{peak} minore di $1,60 \text{ m}^3/\text{s}$) e portate di alta intensità (Q_{peak} maggiori di $4 \text{ m}^3/\text{s}$), lungo un periodo corrispondente ai primi 4 mesi del 2015 e i primi mesi del 2016.

Andando a confrontare le portate al picco registrate nei due anni possiamo osservare che nei primi due mesi del 2016 (gennaio e febbraio) si sono registrati Q_{peak} molto più elevati del 2015 ($Q_{peak \text{ max } 2015}$: $3,30 \text{ m}^3/\text{s}$; $Q_{peak \text{ max } 2016}$: $4,28 \text{ m}^3/\text{s}$) con una differenza di quasi $1,00 \text{ m}^3/\text{s}$. Interessante notare poi, come a partire dal mese di marzo si sia verificata una rapida decrescita nelle portate nel 2016 al contrario del 2015 quando si è osservato una decrescita più lenta e meno repentina (vedi Fig. 57 e 60).

Di conseguenza anche i valori di stream power registrati nel 2015 sono stati minori del successivo anno, con un valore massimo registrato di $628,91 \text{ W m}^2$ nel 2015 e un valore massimo di $797,28 \text{ W m}^2$ nel 2016. Questa notevole variazione dei valori di Q_{peak} e stream power avuti nel 2015 e nel 2016 possono essere associati alla quantità differente di neve e ghiaccio presenti sul ghiacciaio San Francisco e alla diversa velocità di scioglimento dovuta alle condizioni meteo. Infatti il 2016 è stato caratterizzato da un'estate molto più calda del 2015 che ha portato a un maggior e più rapido scioglimento del ghiacciaio San Francisco.

- Recovery rates

Sia le differenti condizioni climatiche registrate nel 2016 sia il numero inferiore di PIT utilizzato (395 nel 2015 e 197 nel 2016) hanno fortemente influenzato la bassa Rr del 2016 (25,90%) rispetto a quanto, invece, raggiunto nel 2015 (44,20%). Questo anche perché, nel 2016, durante le fasi del monitoraggio si sono verificate spesso condizioni di portata quasi alla bankfull rendendo meno agevoli le operazioni di ricerca PIT. Solitamente, invece, le operazioni di monitoraggio PIT avvengono successivamente all'evento di piena, durante condizioni idrologiche ordinarie.

Queste particolari condizioni verificatesi nell'Estero Morales nel 2016 hanno portato a far sì che si riuscissero a rilevare solo i PIT posti a breve distanza dalle sezioni di rilascio, non riuscendo a monitorare quelli trasportati a lunga distanza. Molti di questi potrebbero essere stati sotterrati all'interno delle *pool* molto frequenti lungo il tratto di studio (ed in particolare nelle ultime sezioni, dove alcune *pool* non erano praticabili a causa della loro profondità). In entrambi i monitoraggi, il tasso medio di recupero dei PIT appare in linea con altri studi riguardanti il monitoraggio del trasporto solido mediante traccianti passivi (Lamarre et al., 2005; Liebault et al., 2012; Schneider et al., 2014; Houbrechts et al., 2015, Rainato, 2016). La notevole riduzione del tasso di recupero dei traccianti del 2016 rispetto al 2015 con una diminuzione del 19,2% può essere associata sia a differenze di portata del torrente (portate più elevate nel 2016, vedi 4.3) sia a un numero inferiore di PIT inseriti nel torrente come di giornate di monitoraggio effettuate. Inoltre, significativi sono stati i problemi tecnici avuti all'antenna durante i monitoraggi 2016, che quindi non hanno consentito un efficace monitoraggio lungo tutta la superficie del tratto di studio. Per esempio nei monitoraggi del 06/01/16 e 03/03/16 (vedi Tab. 9) ci sono stati dei problemi all'antenna che non hanno consentito il proseguimento dell'indagine di campo: nella prima data di monitoraggio c'è stata la rottura nella parte inferiore dell'antenna PIT (a causa del continuo contatto contro le rocce) invece nella seconda data è entrata acqua nella scheda elettronica con conseguente interruzione del monitoraggio.

- Rapporto Li – Di 2015 – 2016

Andando a esaminare il rapporto Li – Di possiamo trarre due conclusioni importanti, il primo è che i clasti aumentano la loro distanza media di trasporto all'aumentare della portata e secondo è che all'aumentare dell'asse b del clasto, a parità di portata, questo riduce la sua distanza media di trasporto com'è naturale pensare. Però osservando la Fig. 61 notiamo che per portate inferiori a $2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ abbiamo una corretta corrispondenza con i due concetti appena descritti ma per portate maggiori, come in quella con portate maggiori di $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$, tutti i clasti senza distinzione tra il loro diametro, vengono movimentati a simili distanze. Sembra quindi che nell'Esterio Morales la distanza media di trasporto dei sedimenti di dimensioni maggiori non sia sempre influenzata dalla dimensione del grano, evidenziando come al di sopra di un elevato sforzo idraulico il movimento dei sedimenti sia soggetto a condizioni di equimobilità (Andrews, 1983; Ashworth e Ferguson, 1989; Wilcock, 1998, Mao et al, 2008), ovvero a condizioni in cui le particelle si muovono a distanze simili, indipendente dal diametro che le caratterizza. Possiamo inoltre notare che tra i clasti di 50 mm di diametro la distanza media di trasporto non cambia con lo stesso andamento che avviene per esempio con i diametri di 150 mm, infatti per 50 mm abbiamo una Li che varia da 34,80 m a 118,20 m (rispettivamente per portate $<2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ e portate $>3,5 \text{ m}^3/\text{s}$), per 150 mm invece abbiamo una Li che varia da 11,04 m a 82,50 m (per portate $<2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ e portate $>3,5 \text{ m}^3/\text{s}$), evidenziando un'eterogeneità tra i due diametri o meglio che per 50 mm abbiamo un maggior aumento della Li all'aumentare della portata rispetto ad un diametro maggiore come 150 mm.

Andando poi a osservare le dinamiche di trasporto separatamente nel 2015 e 2016 (Fig. 62 e 63) è possibile evidenziare come, date le diverse condizioni idrologiche, nel 2015, si è dovuto lavorare con le classi di portata differenti dal monitoraggio del 2016, con una classe di portata massima pari a $3,0 - 3,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Nel 2015 si è ottenuta una maggiore numerosità nei movimenti registrati (movimenti PITs, vedi cap. 4.4), mentre nel 2016 si registra una maggiore mobilità del materiale PIT fino rispetto a quanto osservato nel 2015. Tale risultato pare concorde con le condizioni idrologiche registrate. Analizzando l'influenza della dimensione del clasto, i dati del 2015 sembrano mostrare come, durante le portate basse e moderate ($Q_p < 2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ e $Q_p 2,5-3,0 \text{ m}^3/\text{s}$), la mobilità dei PITs sia stata condizionata dalla dimensione delle particelle. In queste classi di portata Li diminuisce con l'aumento dell'asse b, sottolineando un trasporto selettivo con portate basse (Rainato, 2016). Andando a considerare, invece, portate più alte (sopra i $3,0 \text{ m}^3/\text{s}$), possiamo collegarci con il concetto

di equimobilità appena descritto nella pagina precedente, osservando inoltre come la Li della frazione fine non aumenti considerevolmente rispetto a quanto osservato nelle portate inferiori. Complessivamente, si può ipotizzare che il numero di PITs mobilitati nel 2015 (347 movimenti) sia stato maggiore al 2016 con 93 movimenti maggiori a un metro, principalmente a causa dell'inferiore numero di PIT inseriti e ritrovati nel 2016.

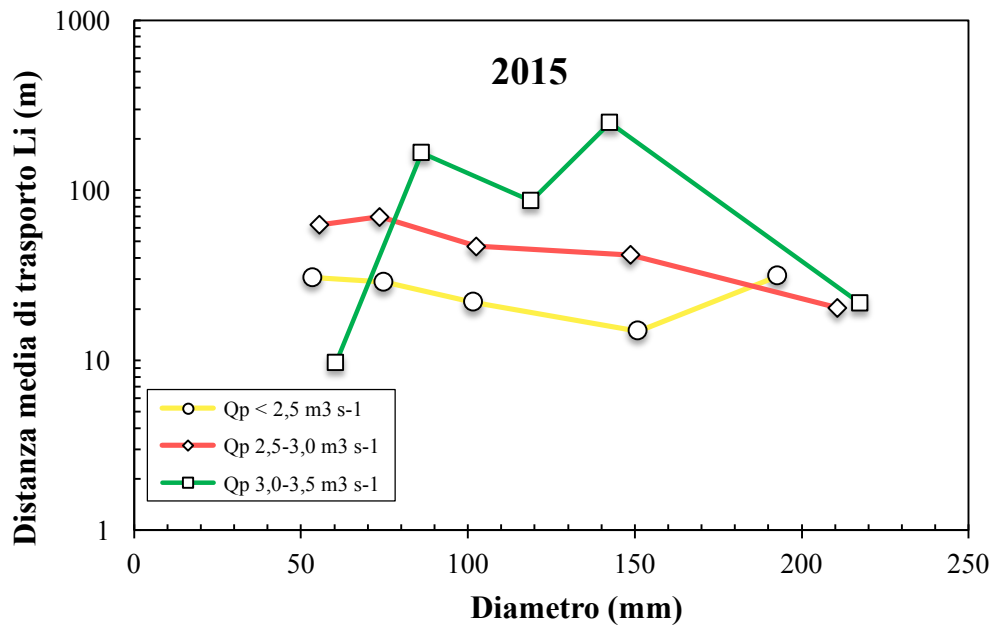


Figura 62: Monitoraggio 2015: confronto distanza media di trasporto (Li) esibita dai PIT e il rispettivo diametro (Di).

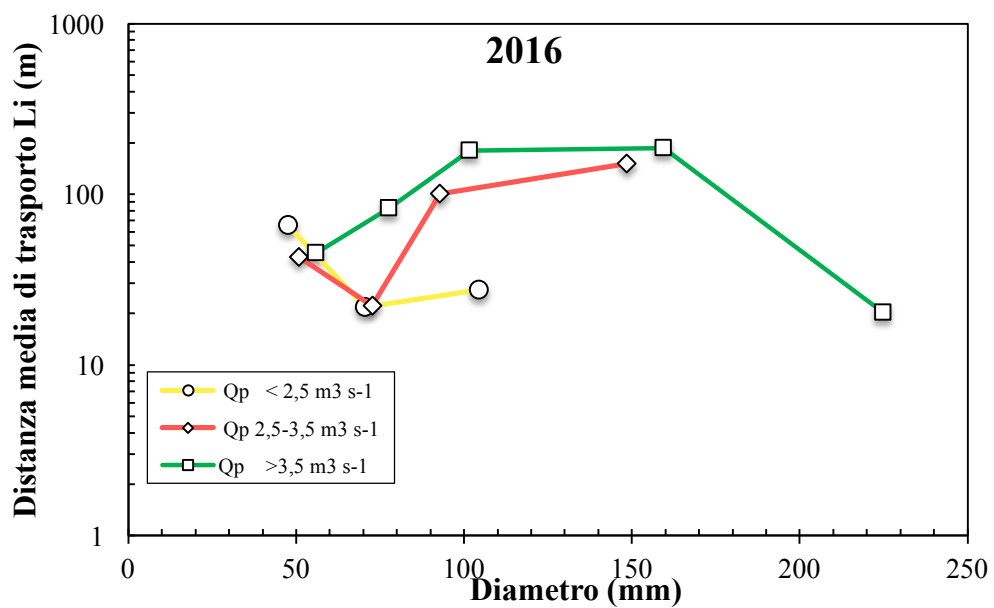


Figura 63: Monitoraggio 2015: confronto distanza media di trasporto (Li) esibita dai PIT e il rispettivo diametro (Di).

- Rapporto D – Qpeak 2015 - 2016

Altro confronto realizzato per esaminare l'influenza della dimensione dei clasti sulla mobilità del sedimento, è stato analizzare il rapporto D – Qpeak (Fig. 62). Grazie a questa analisi possiamo osservare che i percentili D84 e D90, cioè il materiale più grossolano, in condizioni idrologiche uguali, presentano una maggiore variabilità in termini di asse b, rispetto ai percentili inferiori, come dimostrato anche nello studio condotto da Rainato, (2016) sulla base dei monitoraggi PIT eseguiti nel 2014 nell'Estero Morales. I percentili D16 e D50 invece esibiscono una migliore correlazione positiva con Qpeak.

Andando invece a confrontare separatamente i due monitoraggi del 2015 e del 2016 possiamo osservare sin da subito la differenza del numero di punti per percentile (6 classi nel 2015 e 5 nel 2016) e la differenza della Qpeak (da 1,90 m³/s a 3,10 m³/s nel 2015 e da 1,60 m³/s a 4,28 m³/s nel 2016) poiché, come detto, nel 2016 abbiamo avuto portate maggiori che nel 2015. Confrontando invece i percentili escluso il D16 che sia nel 2015 sia nel 2016 ha una buona correlazione positiva con Qpeak ($R^2=0,70$ nel 2015 e $R^2=0,65$ nel 2016), per i percentili D50, D84 e D90 abbiamo una bassa correlazione nel 2015 mentre nel 2016 questa correlazione migliora notevolmente ($R^2 > 0,61$).

Proprio nel 2016, in cui abbiamo avuto una bassa R_r e un numero inferiore di PIT, abbiamo constatato una migliore correlazione con i percentili, soprattutto con D84 e D90, al contrario di quanto osservato invece nel 2015. Questi risultati possono essere attribuibili sia alle portate inferiori registrate nel 2015 (e quindi alle Q superiori del 2016) sia al basso campione di PIT utilizzato nel 2016, portando a relazionare maggiormente a Qpeak i percentili del 2016 e non del 2015. In particolare, le elevate portate registrate nel 2016 sembrano aver influenzato positivamente la relazione tra granulometria mobilitata e Qpeak. Utile per confermare se siano state le maggiori portate registrate nel 2016 a relazionare maggiormente la Qpeak con i PIT trasportati, potrebbe essere il mantenimento delle campagne di monitoraggio nel lungo-medio periodo, al fine di raccogliere ulteriori informazioni in merito.

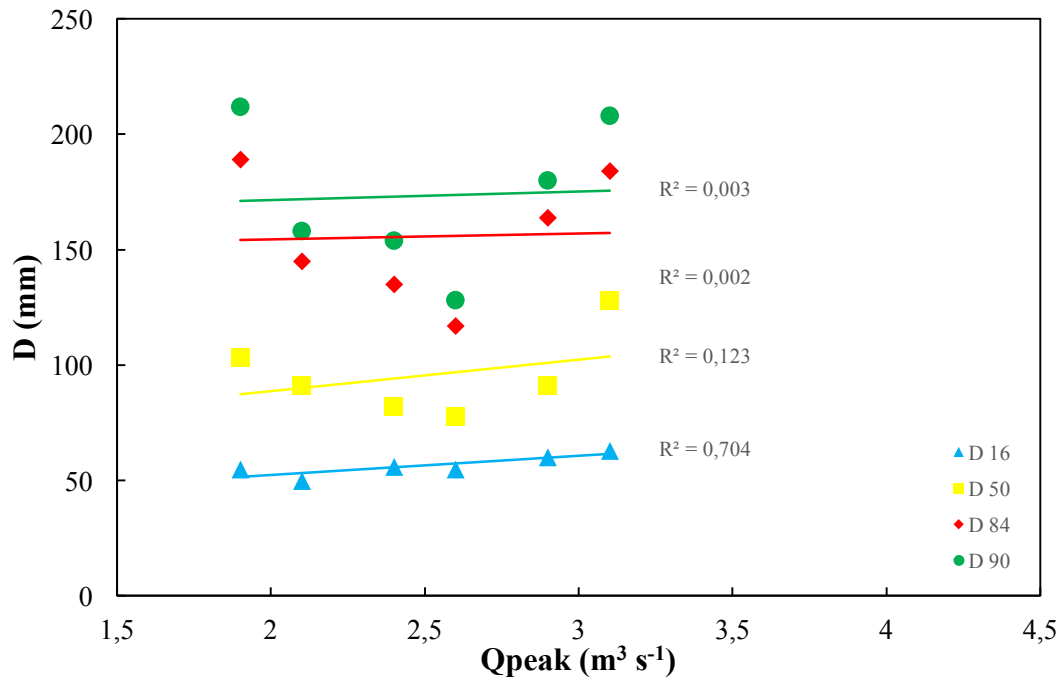


Figura 64: Portata al picco e percentili D 16-50-84-90, mobilitati da Qpeak per il monitoraggio del 2015 nell'Estero Morales (Cile).

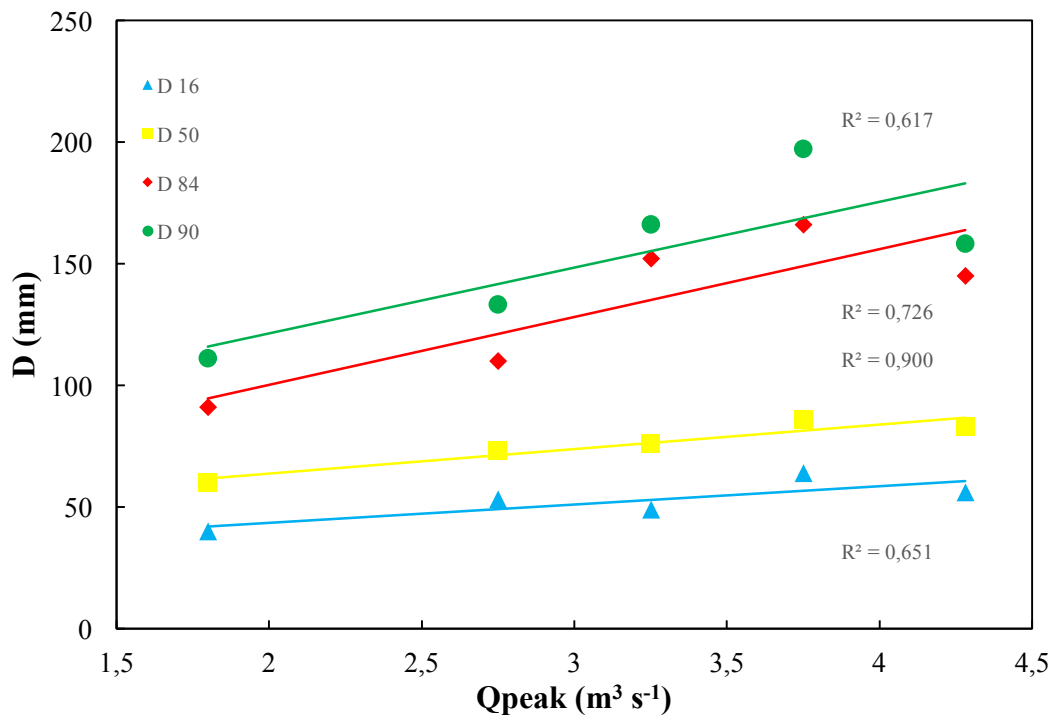


Figura 65: Portata al picco e percentili D 16-50-84-90, mobilitati da Qpeak per il monitoraggio del 2016 nell'Estero Morales (Cile).

6. Conclusioni

Il seguente lavoro ha avuto come obiettivo quello d'effettuare un monitoraggio del trasporto solido di fondo (*bedload*) in un torrente nella catena montuosa delle Ande, in Cile. Nello specifico, il bacino di studio è quello del torrente Estero Morales, situato all'interno del parco nazionale "Monumento Naturale El Morado". Tale torrente è alimentato dal ghiacciaio San Francisco e grazie al suo regime di deflussi e alle sue caratteristiche geomorfologiche, si presenta come un ottimo sito per lo studio del trasporto solido. La ricerca ha interessato solo un tratto di studio dell'intero torrente, più precisamente il tratto finale, per una lunghezza complessiva di 745 metri con un dislivello totale di circa 100 metri. Tale tratto è stato suddiviso in 35 sezioni, create per organizzare le misurazioni. Il monitoraggio del trasporto solido di fondo si è sviluppato in due diverse campagne di monitoraggio, la prima nel 2015 e la seconda nel 2016; entrambi i monitoraggi del *bedload* sono stati effettuati utilizzando dei sensori passivi, o meglio dei *Passive Integrated Transponder* (PIT) inseriti all'interno di clasti del torrente Morales, permettendone di analizzare il loro movimento.

Come descritto i monitoraggi sono stati suddivisi in due anni, nel 2015 sono stati utilizzati complessivamente 380 PITs mentre nel 2016 sono stati utilizzati complessivamente 197 PITs. Nella prima campagna di rilievo si è raggiunto una % di recupero del 45,1 %, e 347 movimenti superiore al metro. Nella seconda campagna di rilievo (2016) si è raggiunta una percentuale di recupero del 25,9 %, e 93 movimenti superiori al metro. Nel 2015 i PITs sono stati rilasciati in 10 diverse giornate, effettuando poi 20 monitoraggi PITs, nel 2016 invece sono state effettuate 5 giornate di rilascio, effettuando poi 11 monitoraggi lungo il tratto di studio. In entrambi i monitoraggi, è stato ottenuto un tasso di recupero PIT sufficiente a proseguire poi con le successive analisi, anche se sono da segnalare possibili fonti di errore. Possibili errori sono dovuti al corretto rilascio dei traccianti in alveo e alla loro misurazione al momento del ritrovamento. Altri possibili errori, associabili anche alla bassa percentuale di recupero nel monitoraggio 2016, sono da ricondurre a problematiche nell'uso dell'antenna mobile, che in alcune giornate non ha permesso il corretto monitoraggio. La bassa percentuale di ritrovo dei traccianti del 2016, può essere attribuibile anche alla maggiore portata verificatasi nel medesimo anno, che ha reso molto difficoltose le operazioni di ritrovamento e contemporaneamente può aver sotterrato molti dei PIT non più ritrovati. Nel complesso, la metodologia utilizzata per il monitoraggio del trasporto di fondo con radio traccianti passivi (PIT) è stata impiegata in tutti e due i diversi monitoraggi con

successo. Le portate registrate nell'Esterio Morales sono state ben distinte una dall'altra nel corso dei due monitoraggi; nel 2015 (Fig. 58) durante il mese di Gennaio si sono verificati i picchi massimi di portata (con una portata massima di $3,37 \text{ m}^3/\text{s}$), per poi iniziare a decrescere lentamente registrando una portata minima di $1,13 \text{ m}^3/\text{s}$, con una portata media di $1,90 \text{ m}^3/\text{s}$ calcolata tra l'1 Gennaio 2015 e il 1 Maggio 2015. Nel 2016 (Fig. 59) invece, grazie anche al maggior scioglimento nivale, è stata registrata una portata molto più elevata nel primo periodo (dal 1 Gennaio fino al 31 Gennaio) rispetto a quanto osservato nell'anno precedente, registrando una portata massima di $4,28 \text{ m}^3/\text{s}$. Poi, dall'inizio di Febbraio, si è verificato un drastico calo della portata (causato principalmente dall'esaurirsi delle scorte nivali). Oltre la portata massima, durante il monitoraggio dal 1 Gennaio 2016 al 16 Marzo 2016 è stata registrata una portata minima di $1,34 \text{ m}^3/\text{s}$ e una portata media di $2,59 \text{ m}^3/\text{s}$.

L'analisi tra distanza media percorsa e dimensione dei traccianti (calcolata sull'asse b del clasto) calcolata per le due campagne di rilievo condotte nel 2015 e del 2016 ha rilevato una buona relazione per portate inferiori a $2,50 \text{ m}^3/\text{s}$, invece ha rilevato una bassa correlazione con portate superiori ai $3,00 \text{ m}^3/\text{s}$. Probabilmente al di sopra di certe condizioni idrologiche sussistono condizioni di equimobilità, cioè che il trasporto del sedimento avviene indipendentemente dal diametro, come già appurato in altri corsi fluviali da altri autori.

L'altra analisi della relazione tra portata al picco e granulometria dei traccianti mobilitati, ha rilevato come la Q_{peak} descriva al meglio la mobilità dei percentili inferiori, ottenendo una buona correlazione, con valori di R^2 di 0,423 e 0,334 per il D16 e D50, rispettivamente. Per i percentili superiori come il D84 e il D90, l'analisi ha invece riportato una bassa correlazione, deducendo che in condizioni di forze idrauliche uguali, il materiale più grossolano presenti una maggiore variabilità in termini di asse b.

In conclusione possiamo affermare che il torrente Esterio Morales si presenta come un'ideale zona di studio per il monitoraggio del trasporto solido di fondo grazie all'elevata capacità di trasporto di sedimento e anche alla capacità di produrre portate di piena giornaliere dovute allo scioglimento glaciale proveniente dal ghiacciaio San Francisco. Importante per confermare i dati di tale studio sarà il proseguo dei monitoraggi mantenendo un adeguato numero di tracciati. Interessante inoltre potrebbe essere la possibilità di utilizzare anche traccianti attivi e organizzare un monitoraggio continuo, similmente a quanto presente in alcuni bacini attrezzati europei.

7. Ringraziamenti

Un ringraziamento speciale, per la seguente tesi va al Prof. Lenzi M.A. che mi ha dato la possibilità di partecipare a tale progetto, partecipando direttamente al monitoraggio per due mesi in Cile.

Va poi fatto un ringraziamento al prof. Luca Mao per l'accoglienza e disponibilità offerta nel periodo trascorso a Santiago e ultimo ringraziamento al correlatore Rainato Riccardo per la sua professionalità e disponibilità durante tutto il periodo di stesura della Tesi.

8. Bibliografia

Bathurst J.C., 2013. Critical conditions for particle motion in coarse bed materials of nonuniform size distribution. *Geomorphology* 197, 170–184.

Bathurst J.C., Graf W.H., Cao H.H., 1983. Initiation of sediment transport in steep channels with coarse bed material. *Mechanics of sediment transport. Proc. Euromech 156*, Istanbul, July 1982, 207- 213.

Ashida K., Takahashi T., Sawada T., 1976. Sediment yield and transport in mountainous small watershed, *Bull. DPRI*, 26, 240, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan.

Bertoncello P., 2014. Valutazione di un versante in erosione del fiume Piave da DoD derivanti da Lidar e TLS. Tesi di laurea. Università degli Studi di Padova.

Billi P., 1987. Sediment storage, bed fabric and particle features of two mountain stream at Plynimon (Mid-Wales), Report n. 97, Institute of Hydrology.

Billi P., 1994. Morfologia dei corsi d'acqua, *Verde Ambiente*, n. 5: 61-70.

Bunte K., Abt S. R., 2001. Sampling Surface and Subsurface Particle-Size Distribution in Wadable Gravel and Cobble-Bed Streams for Analysis in Sediment Transport, Hydraulics, and Streambed Monitoring, U.S.D.A. United States Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, General Technical Report RMRS-GRT-74.

Castiglione G.B., 1979. *Geomorfologia*, Torino UTET, cap. 6 Morfologia fluviale pp. 130-138.

Church M., Jones D., 1982. Channel bars in gravelbed rivers. In: Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (eds.), *Gravel-bed Rivers: Fluvial Processes, Engineering and Management*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 291-338.

Church M., McLean D., Wolcott J.F., 1987. *River bed gravels: Sampling and Analysis in Sediment Transport in Gravel Bed River*, John Wiley, Hoboken, N. J..

Comiti F., Andreoli A., Lenzi M. A., 2005. Morphological effects of local scouring in step-pool streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 (12), 1567-1581.

Bradley D. N., Tucker G. E., 2012. Measuring gravel transport and dispersion in a mountain river using passive radio tracers; *Earth Surface Processes and Landforms*; *Earth Surf. Process. Landforms* 37, 1034–1045.

Chacho E.F. Jr., Burrows R.L., Emmett W.W., 1994. Monitoring gravel movement using radio transmitters. In *Hydraulic Engineering 94, Proceedings of the 1994 ASCE National Conference on Hydraulic Engineering, August 1994 Cotroneo GV, Rumer RR* (eds), Buffalo, NY; 785 – 789.

Ergenzinger P., Schmidt K. H., Busskamp R., 1989. The Pebble Transmitter System (PETS): first results of a technique for studying coarse material erosion, transport and deposition. *Zeitschrift fur Geomorphologie*. 33 (4), 503-508.

Gobierno de Chile, Julio, 2004. Diagnostico y clasificacion de los cursos y cuerpos de agua segun objetivos de calidad, Cuenca del Rio Maipo. Ministerio de obras publicas.

Infante Fabres, N.O., 2009. El Monumento natural El Morado (Andes Centrales Chilenos). Análisis del medio biofisico, paisaje y propuestas para su gestión. University of Barcelona, Spain.

Lamarre H., MacVicar B., Roy A. G., 2005. Using passive integrated transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers, *Journal Sedimentary*, 75, 736–741.

Lamarre H., Roy A.G., 2008. A field experiment on the development of sedimentary structures in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33:1064-1081.

Lamarre H., Roy A.G., 2008. The role of morphology on the displacement of particles in a step-pool river system, *Geomorphology*, 99:270-279.

Laronne J. B., Marr J. D. G. (Eds.), 2010. Bedload-surrogate monitoring technologies, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 253-265, 37p.

Lenzi M.A., D'Agostino V., Billi P., 1999. Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon: Part I: Analysis of bedload records, conditions and threshold of bedload entrainment. *Catena* 36 (3), 171-190.

Lenzi M. A., D'Agostino V., Sonda D., 2000. Ricostruzione morfologica e recupero ambientale dei torrenti. Editoriale Bios Cosenza.

Lenzi M.A., 2000. Variation in suspended sediment concentration during floods in the instrumented catchment of the Rio Cordon. In: Dynamics of Water and Sediments in Mountain Basins. Ed: Lenzi M.A., Quaderni di Idronomia Montana, 20, 53-67.

Lenzi M.A., 2001. Step–pool evolution in the Rio Cordon, Northeastern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 26 (9), 991-1008.

Lenzi M.A., Mao L., 2003. Analisi del contributo del trasporto solido in sospensione alla produzione di sedimento del bacino del Rio Cordon nel periodo 1986 – 2001. *Quaderni di idronomia montana*, 21(1), 361-379.

Lenzi M.A., 2004. Displacement and transport of marked pebbles, cobbles, and boulders during floods in a steep mountain stream. *Hydrological Processes* 18(10), 1899-1914.

Lenzi M.A., 2005. Experience from Sediment Transport Monitoring and Investigations in the Rio Cordon, Dept. Land and Agroforest Environments, University of Padova, Italy.

Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*, W. H. Freeman & C., San Francisco, California.

Mao L., 2004. Analisi comparativa del trasporto solido di corsi torrentizi in diversi ambiti geografici, tesi di dottorato in Idronomia Ambientale XX ciclo, Scuola di Dottorato TARS, UNIPD, relatore Lenzi M.A. .

Mao L. 2004. Analisi comparativa del trasporto solido di corsi torrentizi in diversi ambiti geografici. Ph.D thesis, University of Padua, TeSAF Department, pp. 307 (in Italian).

Mao L., Cavalli M., Comiti F., Marchi L., Arattano M., 2006. Long-term monitoring of bedload and debris flows in two small catchments of the Eastern Italian Alps. *WIT Transactions on Ecology and the Environment* 90, 147-157.

Mao L., Lenzi M.A., 2007. Sediment mobility and bedload transport conditions in an alpine stream. *Hydrological Processes* 21, 1882–1891.

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, 368-383.

Mao L., Cavalli M., Comiti F., Marchi L., Lenzi M.A., Arattano M., 2009. Sediment transfer processes in two Alpine catchments of contrasting morphological settings. *Journal Hydrological* 364 (1-2), 88- 98.

Mao, L., Comiti, F., Lenzi, M.A., 2010. Bedload Dynamics in Steep Mountain Rivers: Insights from the Rio Cordon Experimental Station (Italian Alps). In: Gray J. R., Laronne J. B., Marr J. D. G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5091, 253-265.

Mao L., Carrillo R., Escauriaza C., Iroume A., 2015. Flume and field-based calibration of surrogate sensors for monitoring bedload transport. *Geomorphology* 253, 10-21.

Marchetti M., 2000. *Geomorfologia fluviale*, Pitagora Editrice Bologna.

Migliavacca F., 2014. *Idrologia e potenziali cambiamenti climatici nel Rio Maipo (Cile)*. Tesi di Laurea Magistrale. Politecnico di Milano.

Montgomery D.R., Buffington J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109 (5), 596-611.

Bovo N., 2013. *Il monitoraggio del trasporto solido nel rio Cordon tramite l'utilizzo di transponder passivi*. Tesi di laurea. Università degli Studi di Padova

Picco L., Mao L., Rigon E., Moretto J., Ravazzolo D., Delai F., Lenzi M.A., 2012. An update of the magnitude-frequency analysis of Rio Cordon (Italy) bedload data after 25 years of monitoring. *IAHS-AISH Publication*, 65-71.

Rainato R., Picco L., Lenzi M. A., Mao L., Delai F., Rigon E., Moretto J., Cesca M., Vianello A., García-Rama A., 2013. Monitoring and analysis of the sediment transport event of November 2012 in the Rio Cordon station. *Quaderni di Idronomia Montana* 31, 323-338.

Rainato R., Toro M., Mao L., Fraccarollo L., Brardinoni F., Lenzi M.A., 2015. *Trasport of RFID tracers in a glacierized Andean stream (Estero Morales, Chile)*. EGU General Assembly.

Rainato R., 2016. *Sediment dynamics in high gradient streams: bedload investigation in two study areas located in alpine and andine environments*. Ph.D thesis, University of Padua, TeSAF Department, pp. 134 (in English).

Rainato R., Mao L., Picco L., 2017. Near-bankfull floods in an Alpine stream: effects on the sediment mobility and bedload magnitude. *International Journal of Sediment Research*.

Rosgen D. L., 1985. A classification of natural river, *Catena*, n. 22.

Schneider J.M., Turowski J.M., Rickenmann D., Hegglin R., Arrigo S., Mao L., Kirchner J.W., 2014. Scaling relationships between bed load volumes, transport distances, and stream power in steep mountain channels. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, 119.

Schoklitsch A., 1962. *Handbuch des Wasserbaues*, 3rd edition, Springer, Wien.

Shields A., 1936. *Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung*. Preuß. Versuchsanstalt f. Wasserbau u. Schiffbau, Berlin.

Schneider J., Hegglin R., Meier S., Turowski J.M., Nitsche M., Rickenmann D., 2010. Studying sediment transport in mountain rivers by mobile and stationary RFID antennas. In Dittrich A., Koll K., Aberle J., Geisenhainer P. (Eds.), (pp. 1723-1730).

Taffarello N., 2013. *Il monitoraggio del trasporto solido di fondo nel torrente Cordevole (Bl, Italia) con l'utilizzo di traccianti radio passivi*. Tesi di laurea. Università degli Studi di Padova

Vazquez-Tarrio D., Menendez-Duarte R., 2014. Bedload transport rates for coarse-bed streams in an Atlantic region (Narcea River, NW Iberian Peninsula). *Geomorphology* 217, 1–14.

- Programmi utilizzati

- Microsoft Word[®]
- Microsoft Excel[®]
- Arcgis[®]

- Sitografia

www.google.it

www.google.it/intl/it/earth/

www.lasertech.com/Impulse-Rangefinders.aspx

www.conaf.com